

**PÉCSI MÁRTON**

**SZERKEZETI ÉS  
VÁZTALAJKÉPZŐDÉS  
MAGYARORSZÁGON**







**SZERKEZETI ÉS VÁZTALAJKÉPZŐDÉS  
MAGYARORSZÁGON**

Magyar Tudományos Akadémia  
Földrajztudományi Kutató Intézet

Szerkesztette: KERESZTESI ZOLTÁN, KERESZTESI ZOLTÁNNÉ  
Az angol összefoglalót fordította: BALKAI BÁLINT



**PÉCSI MÁRTON**

**SZERKEZETI ÉS  
VÁZTALAJKÉPZŐDÉS  
MAGYARORSZÁGON**

**Tekintettel a deráziós – korráziós – domborzatalakulásra,  
talajhordalék- és üledékképződésre a negyedidőszak során**

**Summary in English:**

**Effect of the Quarternary periglacial processes on the relief and the  
structural soil formation**

**BUDAPEST  
1997**

Lektorálták a doktori disszertáció opponensei:

BULLA BÉLA, KÁDÁR LÁSZLÓ, KRETZOI MIKLÓS

A kivitelezésben közreműködtek:

BASSA LÁSZLÓ, GARAINÉ ÉDLER ESZTER, MOLNÁR MARGIT,  
POÓR ISTVÁN, TÁRKÁNYI LÁSZLÓNÉ

Címlapfotó:

Schweitzer Ferenc

ISBN963 7395 80 6

ISSN0139-2875

©Magyar Tudományos Akadémia

Földrajztudományi Kutató Intézet

Minden jog fenntartva: a kiadó hozzájárulása nélkül sem a könyv egésze, sem részei  
semmilyen módon nem sokszorosíthatók, beleértve fénykép, fénymásolás és egyéb  
reprodukciós módszereket is

Készült az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetében

Felelős kiadó: Schweitzer Ferenc intézeti igazgató



## TARTALOMJEGYZÉK

Előszó . . . . .	9
Bevezetés és problematika . . . . .	11
A domborzat állaga, változása és hatása a földhasználatra . . . . .	11
A geokriológia és néhány nevezéktani probléma . . . . .	12
A derázio újabb és tágabb, a korrázio régi, ill. szűkebb értelmű geofolyamat . . . . .	14
A tartalmi beosztás indoklása . . . . .	16
Első fejezet	
A fagy hatása a periglaciális formák, üledékek és a talaj képződésének folyamatára síkságokon és enyhe lejtőkön . . . . .	19
I. A magyarországi szerkezeti és váztalajok formatípusai és elterjedésük . . . . .	19
A) Fosszilis talajfagy jelenségek folyami teraszokon, hordalékkúpokon és kavicsstakarókon . . . . .	19
1. Az alacsony teraszokon és hordalékkúpokon megfigyelhető talajfagy jelenségek . . . . .	20
2. A magasabb és idősebb teraszokon, hordalékkúp-teraszokon észlelt pleisztocén talajfagy jelenségek . . . . .	32
B) Fosszilis talajfagy jelenségek sík és enyhe lejtőjű homokfelszíneken . . . . .	42
C) Sík, illetve enyhe lejtőjű agyag-, homokos agyag felszínének talajfagy jelenségei . . . . .	46
1. Agyagos kőzetek felfagyásformái . . . . .	46
2. Enyhe lejtőjű agyagos kőzetek mintás szerkezeti talajai . . . . .	50
D) Talajfagy jelenségek a Magyar-középhegységben, mészkövön és dolomiton . . . . .	52
II. Szerkezeti talajaink genetikája . . . . .	53
1. Fagyékek, jégékek . . . . .	54
a) A fagyékek típusai és kialakulásuk . . . . .	54
b) Fagyékhálózat, földpoligonok . . . . .	58
c) A pleisztocén periglaciális fagyékei és azok deformálódása . . . . .	59
2. Valódi vagy köves poligonok . . . . .	62
3. Sávós, barázdahantos talajok kialakulása . . . . .	63
4. Krioturbációs szerkezetek általában . . . . .	64
5. A kő- és kavicsmező kialakulása . . . . .	66
6. Kriotektonikus rétegdeformáció és rétegtörések . . . . .	66
7. A magyarországi szerkezeti talajok kronológiai kérdései . . . . .	68
a) Késő würmkori fagyjelenségek . . . . .	69
b) A korai Würm és a Würm javaglaciálisa alatt képződött talajfagyformák . . . . .	70
c) Riss glaciális kori talajfagyjelenségek . . . . .	72
d) Idősebb és ópleisztocén kori krioturbációs jelenségek . . . . .	74

## Második fejezet

### A lejtők alakulása a (periglaciális) deráziós-szoliflukciós folyamatok működése során . . . . .

75

I. A lejtők lepusztulása és a lejtős felhalmozódások folyamatai . . . . .	75
1. A lejtők lepusztulása a kifagyás hatására . . . . .	76
a) A kifagyás formái . . . . .	76
2. A közettörmelék felhalmozódása a lejtőn . . . . .	77
a) Durva, rétegzett közettörmelék . . . . .	78
b) Periglaciális lejtős vályogtakaró . . . . .	79
3. Szoliflukciós lejtőletarolódás . . . . .	79
a) Turbulens anyagszállítás . . . . .	80
b) Lamináris szoliflukció . . . . .	80
c) Amorf szoliflukciós anyagszállítás . . . . .	80
d) Kombinált típusok . . . . .	81
4. A szoliflukciós üledékfelhalmozódás típusai . . . . .	82
5. A fagyott talaj lemosása: deráziós geliszoliflukció . . . . .	85
a) Rétegzett lejtős vályogok . . . . .	87
b) Rétegzett lejtős lösz és löszszerű üledékek . . . . .	89
c) A lejtős löszök területi kiterjedése . . . . .	93
d) A lejtővel megegyezően rétegzett homokos üledékek . . . . .	97
6. A deráziós völgyek szerepe a lejtők alakításában . . . . .	99
7. Deráziós völgyek üledékei . . . . .	107
a) A teraszok deráziós völgyei és kitöltődésük . . . . .	107
b) Domságok deráziós völgyei és kitöltődésük . . . . .	110
c) Hegységi peremek, köztes medencék völgyei és kitöltődésük . . . . .	117
8. A lejtősen rétegzett üledékek kialakulásának folyamata . . . . .	119
9. A defláció szerepe a lejtők alakításában . . . . .	123
10. A csuszamlás és a suvadás lejtőformáló tevékenysége . . . . .	125
11. Az égtáji kitettség és a közettani viszonyok hatása a lejtők alakulására . . . . .	125
12. A negyedkori tektonikus mozgások hatása a lejtők fejlődésére . . . . .	127
II. Deráziós szintek, hegyláb felszínek . . . . .	128
1. A magyarországi hegyláb felszínek képződésének problémái . . . . .	134
2. A domborzat alakulása a periglaciális folyamatok hatására . . . . .	137

## Harmadik fejezet

### Kiegészítő jegyzetek . . . . .

141

1. A kriológia, kriolitológia . . . . .	141
2. Periglaciális klímátípusok főbb jellemzői . . . . .	142
3. Kriofrakció, fagyréseles . . . . .	144
4. Szoliflukció . . . . .	144



5. A lejtőszög szerepe a talajfagyjelenségek kialakulásában . . . . .	146
6. Krioplanáció . . . . .	146
7. A talaj fagyveszélyessége . . . . .	147
8. Szolifluidális halmazállapot . . . . .	147
9. Periglaciális tavak. Termokarszt-jelenségek . . . . .	149
10. A fagy behatolása a talajba és a jégkiválások . . . . .	149
11. A fagyemelés . . . . .	153
12. A fagyássebesség . . . . .	154
13. Hidrolakkolit, jégakkolit . . . . .	156
14. Az állandóan fagyott talaj . . . . .	158
15. Különbségek Közép-Európa fosszilis és a Sarkvidék jelenlegi fagyjelenségei között . . . . .	166
16. A periglaciális szerkezeti talajok osztályozása . . . . .	163
17. Konvekciós áramlás a szezonálisan fagyott talaj felolvadása során . . . . .	166
18. Poligon képződése konvekciós mozgásokkal . . . . .	166
19. Poligonképződés fagynyomás hatására . . . . .	166
20. A poligonszerkezet képződésének elve SCHENK szerint . . . . .	167
21. A fagyemelés hatására működő szoliflukció (Kammeis Solifluktion) . . . . .	170
22. Deráziós völgytípusok . . . . .	170
23. A periglaciális övezet lefolyásvizonyai . . . . .	171
Összefoglaló tézisek . . . . .	177
I. Síkságok és enyhe lejtők szerkezeti talajai . . . . .	177
1. Fosszilis talajfagyjelenségek, szerkezeti talajok folyami teraszokon és hordalékkúpokon . . . . .	177
2. Homokfelszínnek fosszilis talajfagyformái . . . . .	178
3. Sík, ill. enyhe lejtőjű agyag, homokos agyag, vályog felszínnek krioturbációs jelenségei, szerkezeti talajai . . . . .	179
4. Periglaciális fagyformák és jelenségek mészkövön és dolomiton, grániton és fiatal vulkanikus kőzeteken . . . . .	179
II. A periglaciális folyamatok felszínalakító és üledékfelhalmozó szerepe a lejtőkön . . . . .	180
III. Deráziós domborzat és üledékképződés . . . . .	181
IV. A magyarországi hegylábfelszínnek képződésének problémái . . . . .	186
Képek . . . . .	187
Summary . . . . .	259
Selected publications by M. Pécsi . . . . .	271
Irodalom . . . . .	273
Ábrajegyzék . . . . .	283
Képjegyzék . . . . .	288
Tárgymutató . . . . .	295





## ELŐSZÓ

Ez a tanulmánykötet tartalmilag megegyezik a szerző által 1962-ben megvédett, ún. tudományok doktora disszertáció szövegével. A disszertáció öt példányban csupán kéziratként jelent meg teljes egészében magyar nyelven, három kötetben (220 oldalas szöveget, 115 ábrát, 90 képet és magyarázót tartalmazó kötetekben).

Néhány hónappal a tudományok doktora cím elnyerése után az MTA elnöke megbízott az Akadémia Földrajztudományi Kutatócsoportjának vezetésével. Az új és felelősségteljes munkát igénylő, tudományos, tudomány- szervező és irányító feladat annyira lekötött, hogy a disszertációm egészének megszerkesztésére és kiadatására nem maradt elég időm. A mulasztást valamelyest ellensúlyozta, hogy a disszertáció fontosabb új eredményei angol, német, francia, orosz, lengyel nyelveken – részfejezetek szerint – a 60-as évek első felében publikálásra kerültek. A magyar nyelven akkoriban megjelent cikkek nem ölelték fel a disszertáció egész anyagát (ld. a disszertáció anyagát tartalmazó külföldi és magyar nyelvű publikációk listáját).

A disszertáció témaköre ma is aktuális, több szempontból is tanulságos, jelentős új eredményekkel, ill. kutatási elvekkel járult hozzá a magyar föld geomorfológiai kutatásához.

A hazai geomorfológiai irodalomban elsőként ismertettem és értelmeztem a pleisztocén jégkori éghajlati szakaszok *krioplanációs és derázios folyamatai felszínalakító hatását és főbb formáit*. Az e csoportba tartozó formák egyes dombvidékek felszínének nagy részét képviselik.

– A hazai hegységek és dombságok lejtőin jellemző krioplanációs, altiplanációs, derázios teraszok, szintek, ill. lépcsők felismerése elvezetett a periglaciális, krioplanációs pedimentek felismeréséhez.

– Mindezek lehetőséget nyújtottak a „hegylábfelszín” formák elkülönítésére a hazai domb- és hegyvidékeinken. E formák és értelmezésük ismeretlenek voltak, ill. más formáknak vélték azokat.

– Tematikánk szempontjából a disszertáció ábra- és képanyaga a hozzá tartozó magyarázókkal a szövegnek, ill. a formák létezésének fontos része, bizonyítéka nagyon jelentős dokumentáció, hiszen a feltárások a hatvanas évek elejéig megfigyelhető formákat és jelenségeket őrzik meg számunkra.

Ilyen megfontolásból nem csökkentettem sem az ábrák, sem a képek számát, de azért sem, mert meg akartam őrizni a disszertáció egészének dokumentatív jellegét is, bár esetenként a fényképeket szívesen cseréltem volna.

A szövegen és az ábra-, képmagyarázókon csak annyi változtatást hajtottam végre, amennyit a kiadvány szerkesztése megkívánt. A földtörténeti, kronológiai határok, ill. terminológia időközben változtak, ezért néhány esetben *szerkesztési megjegyzésekkel* élünk.

Ezen előszóban mondok hálás köszönetet mindazoknak, akik munkám során segítségemre voltak. E témakör feldolgozására úgy kerülhetett sor, hogy mind a Magyar Tudományos Akadémia, mind pedig a Művelődési Minisztérium megfelelő szervei számomra többszöri külföldi tanulmányutat tettek lehetővé. E tanulmányutak alkalmasak

voltak arra, hogy *nagy területekről szerezhessek be összehasonlító adatokat és e témakör számos neves kutatójával kerülhessek közvetlen kapcsolatba*. Hálás köszönetemet fejezem ki ezért mindkét tudományirányító szervünknek.

Ugyanakkor nagyon sok támogatást kaptam az MTA Földrajztudományi Kutatócsoportja természetföldrajzi részlegének munkatársaitól. Velük a témám részleteit menet közben többször is megvitattam, s mind pozitív, mind pedig kritikai véleményük nagyban hozzásegített a teljesebb kifejtéshez. Név szerint köszönettel tartozom ÁDÁM L., GÓCZÁN L., MAROSI S., SOMOGYI S., SZILÁRD J. tudományos kutatóknak, továbbá SZÉKELY A. egyetemi adjunktusnak, akik kutatásterületükön számos feltárás megmutatásával, problémafelvetésekkel nagymértékben hozzájárultak témám alaposabb kidolgozásához. Köszönettel tartozom BULLA B., KÉZ A., LÁNG S. professzoroknak, KRETZOI M., SZENTES F. osztályvezető geológusoknak, hogy velük való közös kiszállások során számos tudományos kérdésről konzultálhattam. KERESZTESI ZOLTÁN, KERESZTESI ZSUZSANNA, SZÁNTÓ IBOLYA, ELEK BÁLINT és KURUCZ ANDOR kollégáknak köszönöm az ábrák és fényképek elkészítésében, összeállításában végzett odaadó munkát. MAROSI SÁNDOR pályatársamnak hálásan köszönöm a szöveg, s főleg az ábra- és képaláírások újabb szerkesztése és revíziója során végzett hasznos korrekcióit, továbbá TÁRKÁNYI MÁRIÁNAK a nagy gonddal végzett számítógépes szövegszerkesztést. A dolgozat többnyelvű irodalomjegyzékének korrigálásában igen jelentős segítséget kaptam OLDAL ANTÓNIAÓTÓL, az FKI könyvtárasától is. A terepvizsgálatokon, egyetemi terepgyakorlatokon számos egyetemi hallgató és több egyetemi oktatótársam is közreműködött. A dokumentumként publikált fényképeim munka- és pályatársaim jelentős részét is megörökítik. Eredményeim elérésében való közreműködésüket nekik és sokaknak, de nem utolsósorban feleségemnek, P. DONÁTH ÉVA egyetemi geokémikus oktatónak is megköszönöm, aki különösen odaadóan és mindenben segített és mindenkor mellettem állt.

A kolofonon feltüntetett bírálóim a disszertáció tudományos vitája során bizalommal és elismeréssel is illették téziseimet. A dominálón pozitív értékelés és minősítés mellett néhány vitatott kérdés természetesen nyitott maradt. Így pl. a termokarsztos és hidrolakkolitos periglaciális formák maradványainak a feltételezéséhez a litológiai bizonyítékokat megkérdőjelezték. Ugyanakkor BULLA B. méltatta „a dolgozat gazdag tartalmát és főbb megállapításait, amelyekkel az opponens egyet is ért, tehát olyan kérdések felvetését és magyarázatát, amelyeknek fontosságuk alapján erőteljes visszhangjuk is várható”.

A várható visszhangot az opponensem sajnos nem érthette meg; 1962. őszén távozott az élők sorából. A nemzetközi elismerő visszhang pedig aránylag hamar megmutatkozott azoknak az idegennyelvű tanulmányoknak az alapján, amelyek a disszertációm egyes fejezeteit tartalmazták. Így a Zeitschrift für Geomorphologie 1964. review tanulmányt (A. H. SPREITZER) publikált, az amerikai kiadású Geomorphologie Enciklopédia (R. W. FAIRBRIDGE Ed. 1967) pedig részleteket idéz és terminológiát vesz át – derázis – e témakörű tanulmányomból.

A könyv hátsó borítóján teszek közzé néhány részletet az említett visszhangokból.

Budapest, 1996. december

Pécsi Márton



# BEVEZETÉS ÉS PROBLEMATIKA

## *A domborzat állaga, változása és hatása a földhasználatra*

A Föld felszíni formáinak kialakulását ismereteink fejlődésével, kutatómódszereink gazdagodásával, a társtudományok által is nagy mennyiségben felszaporított tudományos adat felhasználásával a geomorfológia egyre több oldalról és mélyebbre hatóan tudja megmagyarázni. De a felszíni formák kialakulásának mind részletesebb és többoldalú magyarázata mellett a kutatás során megismert törvényszerűségek és folyamatok a gyakorlati élet szempontjából is egyre jobban felhasználásra kerülnek. Bár igaz, hogy a geomorfológia mindeddig a felismert szabályszerűségeket és folyamatokat elsősorban a formák megmagyarázására, kialakulásának értelmezésére használta, újabban mégis az *alkalmazott geomorfológia a gyakorlat által felmerülő igény következtében egyre inkább teret nyer.*

Ennek a gyakorlati igénynek az ismeretében igyekszünk további lépéseket tenni. A domborzat alakulását, fejlődését meghatározó folyamatokat abból a célból is vizsgálni kívánjuk, hogy a jelenlegi folyamatok, ill. a korábbi folyamatok által létrehozott *domborzat állaga* a jövőre nézve *ennyiben előnyös vagy hátrányos a társadalmi gazdálkodás szempontjából.*

*Jelen dolgozatomban elsősorban a hazai domborzat negyedkori fejlődésmenetéből azokat a folyamatokat szeretném részletesebben vázolni, amelyeket a korábbi hazai és külföldi geomorfológiai kutatások során csak vázlatosan vagy egyáltalán nem érintettek.*

Az utóbbi évtizedekben alakult ki az a szemlélet, hogy a Föld felszínén működő külső erők a földi éghajlati zónákban meghatározott módon társulnak, egy részük zonális, más részük azonálisnak hat. A hazai és külföldi klimatikus morfológiai kutatások világítottak rá arra, hogy pl. a glaciális erózió, a kifagyás a glaciális, ill. periglaciális klímazóna sajátos folyamatai, míg pl. a defláció, a tömegmozgások a lejtőn több klímazóna sajátosságai. S ugyanakkor az is világossá vált, hogy a *negyedkor folyamán többszörösen megismétlődő klímaváltozások következtében ugyanazon földrajzi szélességen időben egymás után más és más zonális, azonális felszínalakító folyamatok működtek.* Míg pl. hazánk területén a jelenkorban a külső erők közül a fő felszínalakító tényező a folyóvízi erózió és akkumuláció, addig a negyedkor glaciális száraz–hideg periódusaiban nem a völgyképződés, a fluviatilis erózió, hanem a periglaciális fagyhatás és az ezzel kapcsolatos sajátos folyamatok voltak az uralkodók (1–4. jegyzet).

A periglaciális folyamatok felszínalakító hatásával foglalkozó klimatikus geomorfológia egyre több képviselőjének az az álláspontja, hogy e folyamatok felszínalakító tevékenysége nagyságrendileg a folyóvízi erózió, a defláció, a glaciális erózió folyamatával egyenrangúnak vehető. A pleisztocénban többször megismétlődött eljegesedések idején a *periglaciális zónákban levő formák, lejtők, üledékek képződését, átfarmálódását egyre nagyobb mértékben a sajátosan periglaciális folyamatok tevékenységével magya-*



rázzák. E zónákban a pleisztocén folyamán a felszínformálódás és az üledékképződés időben és térben különösen változatos volt, mert az eljegesedések közötti hosszantartó periódusokban a periglaciális folyamatokat a normális, mérsékeltvízi eróziós folyamatok váltották fel. Ezek éppen úgy átformálták, völgyelésekkel szabdalták fel a periglaciális folyamatoktól areálisan alakított felszínt, miként a periglaciális folyamatok is jelentősen módosították a normális erózióval kialakított domborzatot.

*A szóban forgó földrajzi zóna formáit, üledékeit és talajait időben váltakozva periglaciális és mérsékeltvízi eróziós folyamatok együttesen hozták létre, ezek egymás hatását részben erősítették, másrészt azonban ellentétes irányban is befolyásolták. Az utolsó glaciális során pl. a talajfagy hazánk sík területein mint egy óriási eke, néhány dm mélységig átforgatta, a lejtőkön pedig áthalmazta a feltalajt. E körülménynek a jelenkorban kialakult talajaink dinamikája szempontjából is figyelemre méltó szerepe volt.*

### *A geokriológia és néhány nevezéktani probléma*

A jelenkori és a negyedkori periglaciális területeken végbemenő, ill. lezajlott folyamatok eddig megismert sajátosságait, felszínalakító szerepét e dolgozat keretében nem tárgyalhatom, azokat sok tanulmány és több kézikönyv ismerteti. Mégis úgy gondoltam, hogy mondanivalóm alátámasztása és kiegészítése érdekében a **geokriológia** rövid tudománytörténetét és néhány fontosabb általános, ill. speciális törvényszerűségeit, továbbá vitás kérdéseit *kiegészítő jegyzetek* formájában a „Harmadik fejezetben” közlöm.

A periglaciális folyamatok értékelését nem csupán a vonatkozó legfontosabb nemzetközi irodalom (l. irodalomjegyzék) anyaga alapján, hanem a hazai és közép-európai negyedkori jelenségek forma- és üledékképző szerepének körülmekintő értékelése, továbbá néhány európai magashegység (Alpok, Magas-Tátra, Rila) és az észak-európai (Lappföld) jelenkori periglaciális klímazónában tett helyszíni megfigyeléseim alapján végeztem.

Az utóbbi évtizedekben a periglaciális fagyhatásnak egyre több folyamatát ismerték fel mind a formák kialakításában, mind az üledék képződésében (*I. jegyzet*). A periglaciális fagyhatás legfeltűnőbb síkvidéki formatípusait hazánkban elsőnek SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1936) mutatta ki. A teraszkvacsokban és hordalékkúpokban található – korábban több variáns elmélet megszületésére alkalmat adó – gyűrődéses, zavargásos formákat mint pleisztocén *strukturális talajokat* értelmezte. A magyarországi löszök periglaciális kori jellegét pedig BULLA B. igazolta (1934, 1937, 1939). E kutatások eredményeként egyre nagyobb szerepet tulajdonítottak a hazai kutatók is a periglaciális folyamatok, főleg a kifagyás és a lejtős tömegmozgások felszínalakító szerepének. KERÉKES J. (1941), LÁNG S. (1943) több helyről írták le a jégkori kifagyás és szoliflukció lejtőformáló tevékenységét. KERÉKES a negyvenes évek elején a korábbi megfigyelések adatait összefoglalva hangsúlyozta e folyamatok jelentős lejtőformáló szerepét. Azóta a hazai kutatások során, főleg a II. világháború után a geomorfológusok és geológusok további adatokat gyűjtöttek össze, e folyamatok által eredményezett formák és üledékek létrejöttére (ÁDÁM L., BULLA B., KÁDÁR L., KRIVÁN P., LÁNG S., MAROSI S., PÉCSI M., PINCZÉS Z., SZÉKELY A., SZILÁRD J.).

Mind a külföldi, mind a hazai kutatások alapján csak a legutóbbi években közeledtek ahhoz a nézethez, hogy a *periglaciális folyamatok a lejtős térszíneken* – Közép-Európa periglaciális területein – *igen nagy intenzitással areálisan fejtették ki letaroló és üledékfelhalmozó tevékenységüket.*

*Célkitűzésünk az, hogy ezeknek az areálisan ható periglaciális folyamatoknak a mechanizmusával, felszínalakító és üledékképző szerepével foglalkozzunk, tekintettel arra, hogy ezek a folyamatok – különösen az utolsó glaciális során – hozták létre domb- és hegyvidékeinken azt a felszínt s azokat az üledékeket, amelyeken a jelenkori talajaink kialakultak (2. jegyzet).*

*A mezőgazdasági termelésünk mai alapját képező talajok nagy része negyedkori üledékeken alakult ki. Talajaink kialakulásának kezdeteit és fejlődésük irányát a kiindulási alap beható elemzése nélkül kellően nem ismerhetjük meg. A lejtős üledékekben (lejtős löszök, vályogok) eltemetett fosszilis talajrétegek és az áttelepített humuszos anyagok a lejtőüledékeknek jelentős tápértéket kölcsönöznek.*

A periglaciális kifagyás hatása és az állandóan fagyott talaj jelenléte a felszínalakításban és az üledékképződésben egyre több vonatkozásban ismertté vált, igaz azonban, hogy e folyamatok mechanizmusának magyarázata még sok tekintetben megoldatlan a nemzetközi irodalomban is. A legtöbb nehézséget mégis *a nomenklaturában megnyilvánuló felfogásbeli különbségek jelentik.* Szükségesnek látszik néhány nevezéktani probléma tisztázása is. A folyóvízi erózió, a defláció, a glaciális erózió és az abrázió felszínalakító folyamatai már régebben kutatás tárgyai voltak és az utóbbi folyamatok hatása és mechanizmusa az eddigiek során egymástól – ha nem is minden vonatkozásban – elég jól elkülönítettek és csoportosítottak. Ugyanakkor a periglaciális zónában ható, az előbbiekhöz nem sorolható felszínalakító folyamatoknak nincs közös megjelölésük. Nehezíti a helyzetet még az is, hogy az azonos *folyamatokat is különbözőképpen csoportosítják, ill. nevezik meg.*

A kutatók jó része pl. a fagyott altalajú lejtőn végbemenő tömegmozgásokat tárgyalja a **szoliflukció** fogalma alatt, mások ehhez még a pusztán nehézségi erő hatására lejtőn végbemenő törmelékmozgás jelenségét is hozzákapcsolják, ismét mások szoliflukció alatt a szó szoros értelmében véve minden fajta lejtős talajfolyást, tehát még a trópusok areális lejtőletarolódását is tárgyalni kívánják (RUSSEL, 1961). A szoliflukció fogalmának bevezetője, ANDERSSON (1906) e megnevezést a fagyott talajon az olvadékvizek által okozott talajfolyásra értette. Újabban, mivel a szoliflukció értelmét az előbb említett módon kiterjesztették, a fagyott talajon végbemenő talajfolyás folyamatára *geliszoliflukció*, vagy *kongeliszoliflukció* kifejezést is használják (3., 4. jegyzet).

Azonban e szűkebb értelmű megjelölés nem foglalja magába azokat a folyamatokat, amelyek a periglaciális területeken a glaciális klíma különböző éghajlati típusai alatt jelenlegi adataink szerint folyamatban voltak. Ilyen folyamat pl. a *kifagyás (kriofrakció)* és a szállító közeg nélkül a nehézségi erő hatására végbemenő törmelékmozgás a lejtőn. Egyesek viszont nem sorolják a szoliflukció fogalma alá az olvadékvizek lemosó, letaroló szerepét és üledékfelhalmozó folyamatát, mely pedig fagyott altalaj esetén széles skálájú átmenetet mutat a geliszoliflukció felé. Viszont nem helyes a szoliflukció fogalma alá



sorolni – bár néhányan ezt teszik – a szántóföldi művelés hatására a lejtőkön végbemenő jelenkori talajeróziót.

### **A derázio újabb és tágabb, a korrázio régi, ill. szűkebb értelmű geofolyamat**

A felszínalakító lejtős folyamatok közül néhány (areális lemosás, talajerózió és a lejtős tömegmozgások bizonyos fajtái) nem kizárólag a periglaciális zóna jelensége, előfordulnak több más klímazónában is. A különböző lejtős talaj- és felületi tömegmozgások mindig areálisan, nem nagy mélységig hatnak, a felszínformálás rendszerint lassú és szakaszos. E tulajdonságuknál fogva annak ellenére, hogy nem mindegyikük zonális folyamat, összefoglalóan *derázio* névvel jelölhetnénk. A korrázio kifejezést eddig többé-kevésbé hasonló értelemben, de csupán a tágas-lapos száraz völgyek (dellék, korrázios völgyek) kiforrnálására használták (W. PENCK, 1924), mások pedig csak a sarkos kavicok, gombasziklák szél által való kiforrnálását nevezték szélkorráziónak. Viszont a korrázio szó szerinti értelmében felszínlecsiszolást, lemarást jelent, fizikai értelemben, ellentétben a korrózióval, mely fogalom alatt rendszerint a testek kémiai úton való lemaródását értjük. A korrázio kifejezést – az angolszász irodalomban – csupán az eróziós ágensek részfolyamataiként használják a szubsztrátumon mozgatott törmelék hatásának jelölésére (pl. fluvialis-, marinus-, eolikus korrázio).

A derázio kifejezés tágabb értelmű használata a felszíni formák alakításában olyan exogén formaalakító folyamatok összességét jelenthetné, melyek nem sorolhatók sem a folyóvízi, sem a glaciális erózió, sem a defláció, sem az abrázió rész folyamatai körébe. A *derázio fogalma összefoglalná tehát a gravitációs tömegmozgást, a regelációs tömegmozgást a lejtőn, a hó olvadékvizek anyagszállító tevékenységét és a csapadékvíz által areálisan végbemenő anyagszállítást, formaalakítást is.*

Ezekből a főként félig száraz vagy mérsékelt humidus klimatikus viszonyok között működő derázios folyamatoktól a trópusi, szubtrópusi erősen nedves klímazónákban ható areális lemosást *humidus derázio* néven foglalhatnánk össze.

A fentiek értelmében a külső erők, az általános lepusztulás az alábbi módon lennének csoportosíthatók:

#### **I. Aprózódás–mállás**

#### **II. Derázio**

1. Egyszerű tömegmozgás a lejtőn
2. Faghatásra történő tömegmozgás
3. Areális anyagmozgatás kevés (olvadék vagy csapadék)vízzel
4. *Humidus derázio*, trópusi, szubtrópusi bő csapadékú lejtőletarolás

#### **III. Fluvialis erózió**

#### **IV. Defláció**

#### **V. Glaciális erózió**

#### **VI. Abrázio**

E javaslattal egyúttal csökkenteni kívánnám azt a nomenklatúrában mutatkozó zűrzavart, amely az utóbbi időben a nemzetközi irodalomban is megnyilvánul. Az angol-szász nyelvterületen készült szakmunkákban ugyanis újabban az általános lepusztulás (általános denudáció) fogalmát egyre inkább az erózió fogalmával helyettesítik.

Az abráziót, ill. a deflációt a tenger erózió, ill. a szélerózió fogalmával fejezik ki, hazánkban az erózió fogalmát főként a folyóvízi erózióra alkalmazzák.

A külső erők részletesebb tagolását és kauzális rendszerezését az 1. táblázatban összegeztük, amelyet az angol nyelvű összefoglaló, a 269. oldal után helyeztünk el angol és magyar változatban.

Annak reményében, hogy a derázió fogalmának a fentebbi értelemben vett használata elfogadást nyer, meghonosodik, dolgozatomban e fogalmat már ilyen értelemben használom.<sup>1</sup> Ugyanakkor rá kell mutatni arra, hogy a fogalomnak jelzős szerkezetben való használata éppen úgy fogalomszűkítéssel jár, mint pl. az erózió fogalma a glaciális erózió jelzős szerkezetében. Így pl. a *deráziós völgy* megnevezés nem jelenti azt, hogy annak kialakításában a derázió összes folyamatai részt vettek, vagy más folyamat nem vehetett részt. A *deráziós szoliflukció* összetételében pedig azt kívánom kifejezésre juttatni, hogy a talajfolyás nem feltétlen geliszoliflukciós folyamatként működött, mégis azzal bizonyos vonatkozásban rokon folyamat, az időszakosan fagyott talaj areális lemosása, leöblítése gyér csapadék vagy hóolvadékvizek útján.

Tisztában voltam azzal, hogy a hazai domborzat alakításában a negyedkor folyamán nem csupán a deráziós folyamatok vettek részt, hiszen a peri-glaciális klímátípusok időtartama csak egy kisebb hányada volt a pleisztocénnek. A nem periglaciális klímátípusok uralma idején az erózióknak, a völgyképződésnek a szerepe volt a döntő, és mivel ezek hosszabb időn keresztül működtek, a völgyes táj maradt jellemző a hegységi és dombsági területeinken.

A folyóvízi erózió folyamatai azonban meglehetősen jól tanulmányozottak, míg a deráziós folyamatok egy része kevésbé vagy egyáltalán nem nyert részletesebb megvilágítást. Jelentőségét növeli az, hogy az utolsó glaciális alatt e folyamat döntő felszínalakító tényező volt, míg azóta aránylag rövid idő telt el s így a domborzat sok helyen őrzi ennek emlékét mind a formák, mind az akkor kialakult üledékek tekintetében. Továbbá a derázióknak egyes folyamatai ma is hatnak és különösen szántóföldi művelés alá fogott lejtős területeinken vannak a gazdálkodásra káros hatással. E folyamatok végbemenetelének, törvényszerűségeinek ismerete ezért gyakorlati szempontból fontos.

<sup>1</sup> A hazai szakirodalomban azóta a derázió a fenti értelemben meghonosodott, az angol nyelvű geomorfológiai enciklopédia is címszavai közé felvette.



*Az Első fejezetben tárgyalom a periglaciális klímátípusok hatását a formák, üledékek és a talajképződés folyamatára síkságokon és enyhe lejtőkön. Behatóan elemzem azoknak a jelenségeknek az emlékeit, amelyek a felső rétegekben, jórészt a feltalajban a mélyreható fagyás és olvadás – a regeláció – következtében alakultak ki. A felszíni rétegekben megfigyelhető periglaciális kori fagyhatás formamaradványainak típusaiból – összehasonlítva és elemző vizsgálatokkal – következtetni lehetett a szerkezeti és vázталajaink képződésének körülményeire, a múltban uralkodó klíma minőségére és néhány mennyiségi adatára. A feltalaj és felszíni rétegek, amelyekben a fagyfolyamatok – pl. az utolsó glaciálisban – lejátszódtak, adták mai talajaink képződésének olyan anyakőzetét, kiindulási felszínét, amelyen már korábbi váz-, ill. szerkezeti talajképződés folyt le. A szerkezeti (mintázott) talajok képződése során pedig a korábbi termőtalaj a felső rétegekben 1–2 m-re és helyenként még mélyebben a felszín alá bekeverődött. Ez azt eredményezte, hogy a jelenkori talajképződés sok területen nem egészen a nyers anyakőzeten kezdődött meg.*

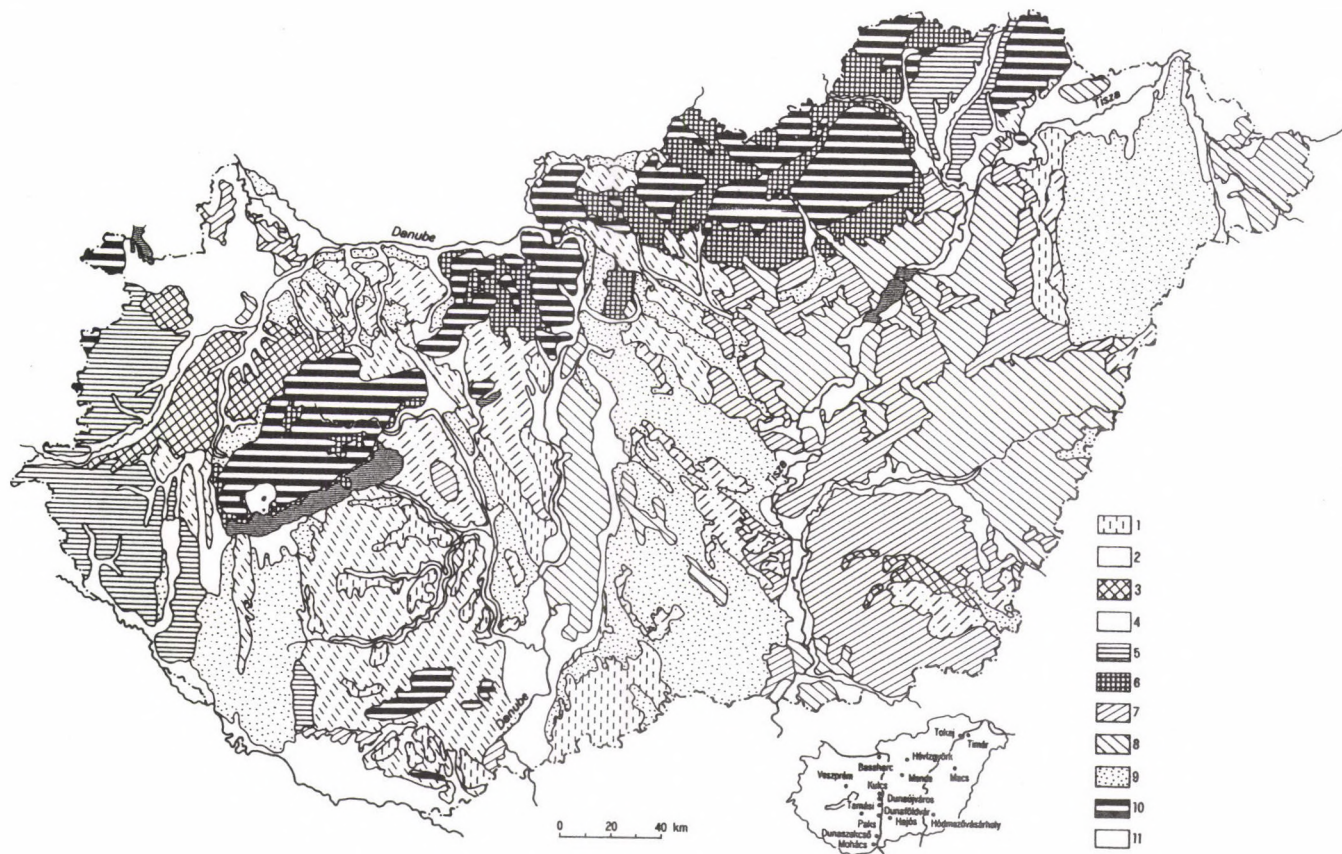
A talajfagy formátípusok kategorizálása, kialakulásuk egymásutániságának értékelése pedig adatokat szolgáltatott a negyedkor, de különösen az utolsó glaciális klímátörténeti és földtani alapon való tagolásának hazánk és környezete területére vonatkozóan.

*A Második fejezetben fő súllyal a hazai dombsági és a középhegység előterében lévő lejtők periglaciális körülmények közötti alakulását vizsgálom. E fejezetben az előzőekben elmondott szempontok szintén feldolgozásra kerültek, a vizsgálat homlokterében a lejtősen rétegzett üledékek jellemzése és kialakulásuk értelmezése állott. A különböző típusú lejtős löszök, löszszerű üledékek, vályogok, eltemetett talajok és fosszilis talajjal elvegyített és áttelepített lejtős üledéktípusok széles skálájának képződését a különböző glaciális klímátípusok uralma idején végbement szoliflukciós, ill. az általánosabb értelemben vett derázios folyamatokkal hoztuk kapcsolatba.*

*A felhalmozódott üledékek szerkezetéből következtetést vonhattunk le a letarolódás folyamatára, ennek alapján pedig a periglaciális periódusok alatti sajátos – szemiarid – lepusztulással keletkezett derázios-, krioplaciációs szintek és fiatal hegylábi felszínek értelmezésére.*

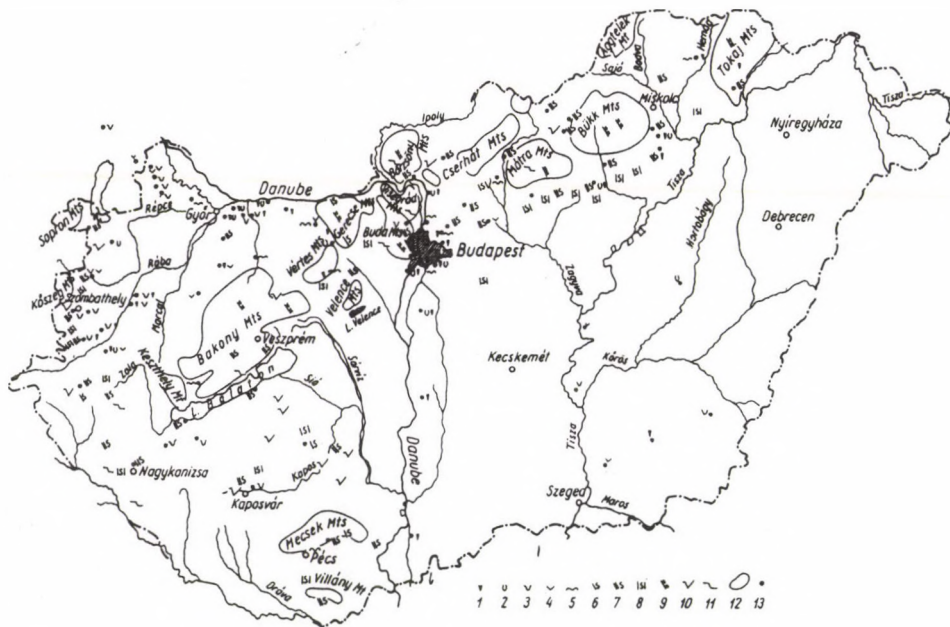
A feldolgozás során ismertetett derázios felszínalakító folyamatok közül néhány, mai körülményeink között – művelés alá fogott, természetes körülmények között erdővel borított lejtőkön – a gazdálkodásra károsan tevékenykedik. Az eddigieknél behatóbban ismertetett lejtős üledékek jellemzése jobban elősegítheti egyéb gyakorlati szempontokból végzendő kutatások eredményességét. Gondolunk itt elsősorban a talajvédelem szempontjából készülő és készítenő talajeróziós térképekre és a negyedkori képződmények geológiai felvételezésére.

A dolgozathoz mellékelt ábra-, képanyag és azok magyarázata, továbbá a Harmadik fejezetnek beillő kiegészítő jegyzetek nem pusztán magyarázó, ill. szemléltetői a dolgozatnak, hanem szerves részei. Az ábra- és képmagyarázatok ugyanis a rövidségekre való törekvés szempontjából rendszerint a szövegben nem ismétlődnek meg. A dolgozat azokkal és a kiegészítő jegyzetekkel együtt szerves egész. Az ábrákat és képeket sok száz részletesen vizsgált feltárás adataiból állítottam össze. Dokumentatív szerepük is jelentős lehet, mivel a feltárások jó része idővel megsemmisül(t).



1. térkép. A lösz elterjedése Magyarországon (PÉCSI M. 1987) 1 = tipikus lösz; 2 = homokos lösz; 3 = deráziós lösz (lejtőlösz); 4 = barna lösz hézagos elterjedésben; 5 = barna lösz; 6 = löszszármazékok, löszvályog; 7 = alluviális löszszerű üledékek (infúziós lösz); 8 = infúziós lösz (holocén); 9 = futóhomok; 10 = középhegység; 11 = holocén folyóvízi üledékek





2. térkép. Periglaciális jelenségek gyakoribb típusai Magyarországon

1 = fagyék; 2 = zsák (kavics-, homok-, vályog-, agyagzsákok); 3 = üstszerű szabályos poligon (kavicsban, homokban); 4 = fagydeformált altalaj; 5 = krioturbáció általában; 6 = lejtős szoliflukció nyomai; 7 = szoliflukciós felhalmozódás a lejtőn; 8 = szoliflukciós üledékek általában; 9 = periglaciális blokk-fácies; 10 = periglaciális völgyaszimmetriák; 11 = krioplanációs teraszok; 12 = a Magyar-középhegység egyes tagjai; 13 = a periglaciális jelenségek fontosabb előfordulásai típusaik jelölésével

# A FAGY HATÁSA A PERIGLACIÁLIS FORMÁK, ÜLEDÉKEK ÉS A TALAJ KÉPZŐDÉSÉNEK FOLYAMATÁRA SÍKSÁGOKON ÉS ENYHE LEJTŐKÖN

## I. A MAGYARORSZÁGI SZERKEZETI ÉS VÁZTALAJOK FORMATÍPUSAI ÉS ELTERJEDÉSÜK

A hazai szerkezeti talajokat nem véletlenül a folyami terasz kavicsokban és hordalékkúpokon ismerték fel (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1936). A szerkezeti talajok kialakulásához, egyéb tényezők mellett, igen döntő a megfelelő mennyiségű víz jelenléte a talajban. Ez a feltétel pedig az ártéri szintben levő vagy annál valamivel magasabb, alacsonyabb teraszokban és hordalékkúpokban volt leginkább adott.

A szerkezeti talajok kialakulása és azok típusai a kőzetminőségtől, a fagyhatásra leginkább érzékeny agyagos üledékek arányától függően módosulnak. E két szempontnak és a domborzati adottságoknak a figyelembevétele mellett a hazai periglaciális talajfagyformák társulásait földrajzi–kőzetmorfológiai elterjedésük szerint tárgyaljuk:

### **Talajfagy jelenségek**

- A) terasz kavicsokon, hordalékkúpokon és kavicstakarókon,
- B) sík és enyhe lejtős homokfelszíneken,
- C) sík és enyhe lejtős vályog-, homokos agyag-, agyagfelszíneken,
- D) mészkő és dolomit térszíneken.

### ***A) Fosszilis talajfagy jelenségek folyami teraszokon, hordalékkúpokon és kavicstakarókon***

Magyarországon a terasz kavicsok, kavicstakarók, kavicsból álló hordalékkúpok jelentős kiterjedésűek a Kisalföldön, az Alpok, a Dunántúli- és az Északi-középhegység előterében (1., 2. térkép). Az említett képződményeken megfigyelhető krioturbációs jelenségek típusai között területenként és a képződmények kora szerint különbségek mutatkoznak. A legelső szembetűnő eltérés a formák nagyságában, a második pedig a formák összetettségében, gazdagságában jut kifejezésre. Igen sok kavicsfeltárás adatainak összegezéséből, többszöri összehasonlító vizsgálatából általánosítható az a megállapításunk, hogy a legfiatalabb pleisztocén terasz krioturbációs formái méretre a legkisebbek, általában 0,5–1 m nagyságúak és kevésbé összetettek. A magasabb és idősebb teraszok



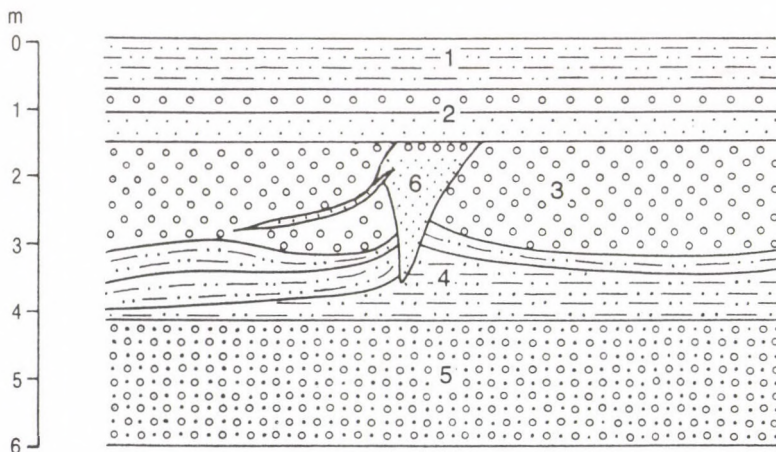
krioturbációs formái nagyobbak és összetettebbek, s az előbbtől a legtöbb esetben határozottan elkülöníthetők (v. ö. 1. és 19. ábrát).

## 1. Az alacsony teraszokon és hordalékkúpokon megfigyelhető talajfagy jelenségek

a) Mindmáig megoszlanak a vélemények arról, hogy a *jelenkori ártéri szintek* valamely folyó szélesebb–keskenyebb árterén avagy ártéri hordalékkúpján hol és milyen mértékben holocén vagy pleisztocén kavicsból, ill. hordalékból épülnek fel. Egyesek valamely konkrét adatra hivatkozva az ártéri öntésiszapot, homokot leszámítva, az árterek egész alapzatát pleisztocén végi képződménynek, mások ugyancsak hasonló példákra hivatkozva holocénkorinak tartják. Kétségtelen tény, hogy mindkét felfogás alátámasztására akad bőven konkrét bizonyító adat.

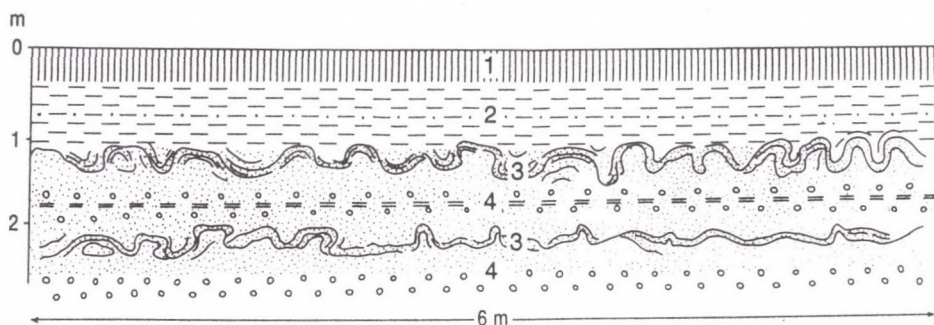
Megfigyelési adataim arra a feltevésre készítetnek, hogy a nagy folyók különböző szakaszain levő árterek között is különbséget kell tennünk. Mégpedig úgy, hogy alaposan mérlegelnünk kell az utolsó glaciális kori völgyfeltöltődés mértékét. A glaciálisok alatt ugyanis kisebb folyóink vízszállítása – és így eróziós tevékenysége – nagyon kicsiny volt, de ugyanazon folyó különböző szakaszán is más és más lehetett a feltöltés, ill. az anyag-elhordás mértéke.

A lejtős szoliflukció hatására egyes völgyekben olyan mennyiségű glaciális üledék rakódott le, hogy a folyó a jelenkorban is ezt az utolsó glaciális kori lerakódásokat rombolja



1. ábra. Holocén ártéri üledékekkel takart fagyék típusa a Csallóköz (Kisalföld) É-i peremén. Szenec, Szlovákia

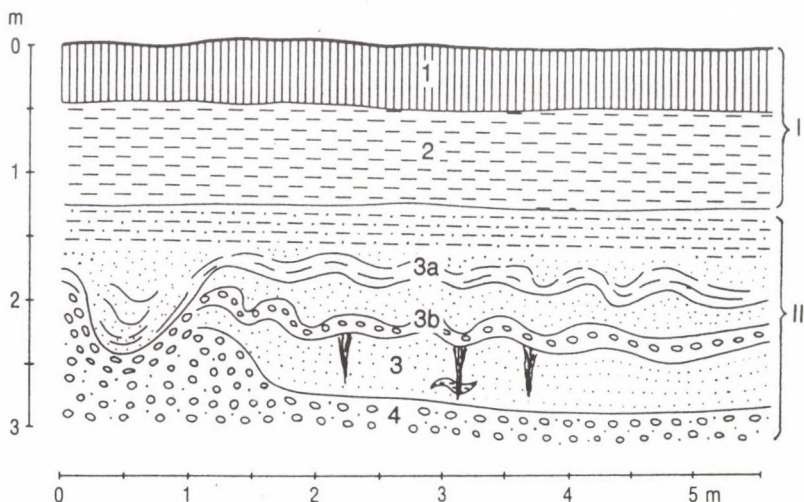
*Holocén lerakódások:* 1 = ártéri öntéshomok és iszap; 2 = holocén kavics és homok. *Pleisztocén lerakódások:* 3 = közepes szemmagyságú kavics és homok; 4 = iszapos homok; 5 = homokos kavics; 6 = homokkal kitöltődött jégék forma maradványa (pszeudomorfozisa)



2. ábra. Ártéri öntésiszappal fedett enyhe krioturbáció a kisalföldi fiatal hordalékkúpon. Barátföld-major után a bécsi út menti kavicsgödör

1 = homokos öntésiszap, enyhén humuszos; 2 = meszes homokos öntésiszap; 3 = 20–30 cm vastag krioturbált finomhomok, iszapszalagokkal tagolva és mintázva; 4 = fagyzavargástól mentes homokos kavics. Ez a krioturbációs formamaradvány a legenyhébb fagyhatás emléke, amit Magyarországon találtam. Meglepően hasonlít a Finnország D-i részén a Saalpausälke – óholocén – végmoréna sánc előterében megfigyelhető krioturbációs formák jellegéhez és mértékéhez, amelyek kialakulását a Saalpausälke (Alleröd) stádium idejére rögzítik

vagy fedi be üledékével. Más a helyzet pl. a Duna árterén, mert a Duna az utolsó glaciális alatt is rendelkezett időnként jelentős vízmennyiséggel – ha lényegesen kevesebbel is mint ma –, ami mindenestre elegendő volt arra, hogy részben tovább szállítsa üledékét. Nem halmozott fel minden szakaszon – kivéve a süllyedő területeket – annyi hordalékot, hogy



3. ábra. Holocén ártéri üledékekkel fedett pleisztocén végi hordalékkúp-felszín a Kisalföldön. Mosonszentmiklós, homokgödör

1 = réti csernozjom talaj; 2 = fakósárga öntésiszap, öntésagyag; 3 = durva folyami homok; 3a = enyhén krioturbált iszapréteg; 3b = enyhén krioturbált kavicsréteg; 4 = homokos aprókavics; I = holocén üledék; II = würm végi dunai hordalékkúp anyag szingenetikus enyhe krioturbációval



mai árteréről a jelenkorban tovább ne szállította volna. Az árterek részben vagy egészben holocén, ill. pleisztocén végi kitöltődöttségének konkrét kérdésében – mely igen sokszor nem csak elméleti, hanem gyakorlati szempontból is fontos – döntő bizonyítékot nyújtanak a krioturbációs jelenségek.

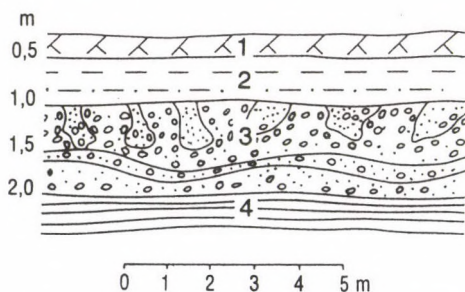
A Duna kisalföldi hatalmas jelenkori hordalékkúpján – a Szigetköz és a Csallóköz területén – a 2–4 m mély kavicsgödörökben a periglaciális fagyhatás nyomai nem tükröződnek, ellenben gyakoriak a holocén és történelmi régészeti leletek. A Mosoni-Dunától D-re, a Csallóközi-Dunától É-ra a két nagy hordalékkúp szigeten kívül levő kavicsfeltársaiban azonban rendre előfordulnak krioturbációs jelenségek (1., 2., 3. ábra). E feltárásokban a krioturbáció formamaradványait zavartalan településű jelenkori öntéssziszap és homok fedte be.

A Barátföld-major ártéri helyzete nagyon tanulságos, mert a 2. ábrán bemutatott feltárás csupán néhány száz méterrel van távolabb attól a korábban ismertetett kavicsfeltárástól (PÉCSI 1959b. 77–78. old.), amelyben római kori cserép- és tégladarabok mint kavicsgörgelék voltak lelhetők. Ez a példa több hasonlóval együtt azt tanúsítja, hogy a pleisztocén végi – sőt még korábbi – kavicslerakódás a holocénban szállított, ill. áttelepített üledékekkel azonos ártéri szintben egymás mellett is előfordul a hordalékkúp-felszíneken és kavicsstakarókon. Hasonló viszonyok tapasztalhatók a Duna Budapesttől D-re, ártéri szintben képződő hordalékkúpján (4. ábra).

A Duna kisalföldi és Alföld peremi ártéri szintben levő hordalékkúpján, ahol a jelenkori süllyedés kismértékű volt, ill. a hordalékhalmozódás a pleisztocén végi folyami üledékre települve csupán 1–2 m-t ért el, ott a feltárásokban vékony ártéri öntéssziszap alatt 50–60 cm nagyságú fagyékeket, zsákokat és fagyhatásra hullámosan deformálódott rétegcskéket figyelhetünk meg (1–4. ábra). Az imént tárgyalt helyzet ismeretes még a Rába-völgy széles alluviális szintjéből és a rábaközi hordalékkúpból (PÉCSI 1962a, b, c).

A hordalékkúpok peremén, ill. elvégződésénél a pleisztocénvégi kavicsrétegre sok helyen eróziós tevékenység nélkül került rá a jelenkori ártéri iszap és finom homok. Süllyedő alföldek belsejében sok helyen olyan mélybe került a pleisztocén üledéksor, hogy krioturbációs jelenségekre nem akadunk. Viszont a hegységi szakaszokon a pleisztocén végén lerakódott folyami kavics terraszák alakult át (PÉCSI 1959b).

Az előbb ismertetett formák képződésének menetéről annyit meg kell jegyeznünk, hogy ezek a legfiatalabb pleisztocén krioturbációs jelenségek a terasz felkavicsolódásával egy időben, az időnként szárazra került kavicsos-homokos ártéren, elég magas talajvízállás mellett képződtek (PÉCSI 1961a). A vi-



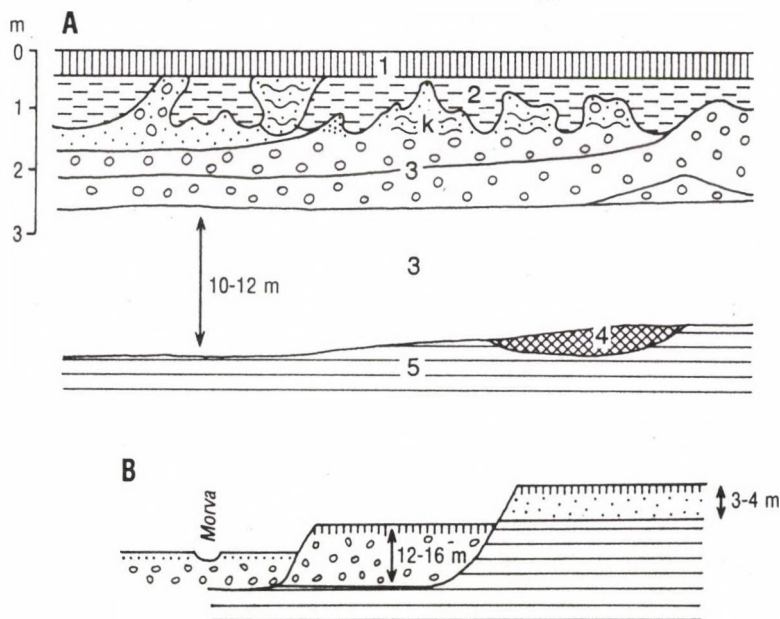
4. ábra. Dunai ártéri üledékkel takart pleisztocén periglaciális fagyási formák Budapest D-i részén. Fehérvári úti építkezés

1 = mesterséges feltöltés; 2 = barnássárga jelenkori öntéssziszap; 3 = pleisztocén végi terasz kavics deformált fagyékekkel és kavicszsákokkal (Taschenboden), az alsó részében fagyhatásra keletkezett enyhén hullámos rétegdeformáció; 4 = oligocén agyag

zet jól tározó és vezető teraszkavics – amely ebben az esetben az utolsó glaciális idején még minden bizonnyal általában az ártéren feküdt – a polygonális tundra képződésének, ill. általában a felfagyásnak az éghajlat hatására jó lehetőséget biztosított. Valószínűnek látszik az is, hogy a talajvízszint tartósabb ingadozásának – süllyedésének – jelentős részben a következménye az is, hogy a „zsákos” képződmények kialakulását a „fagyékek” követték. TRICART (1950) és SCHENK (1955) is igen nagy jelentőséget tulajdonít a periglaciális fagyás formaalakító hatásában a talajvíz áramlásának és mélységének.

A kisebb mellékfolyók ártéri szintjében a holocén kori öntés alatt az eddigi – nem rendszeresen gyűjtött – adatok alapján jelentős vastagságú utolsó glaciális kori lejtős szoliflukciós anyag keveredett kevés folyóvízi üledékkel és csak ez alatt fekszik a kimondottan folyóvízi hordalék, amelynek egy része nem glaciális kori, hanem interglaciális vagy interstadiális lerakódás.

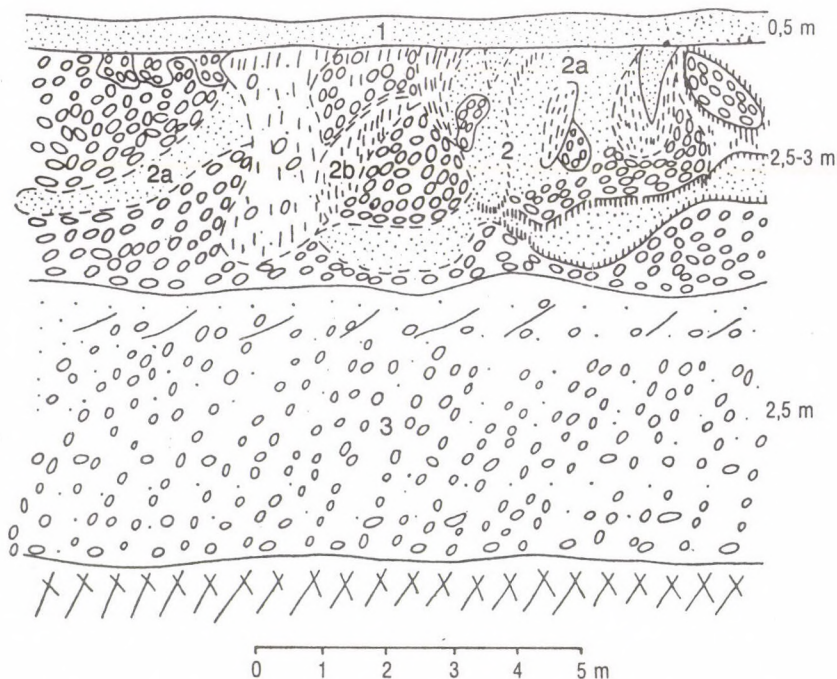
b) A Duna és nagyobb mellékfolyóinak völgyében vagy hordalékkúpjain az *első ármentes, lösztakaró nélküli terasz* (IIa. sz.) feltárásaiban megfigyelhető krioturbációs formák az előzőekben tárgyaltakhoz hasonló formájúak, de kissé nagyobbak. A „fagyzsákok” és „ékek” helyenként elérik az 1 m-t (5. ábra). Az eddig ismertetett formák a legfiatalabb pleisztocén krioturbációs jelenségek formamaradványai, típusaikról az utolsó



5. ábra. A Morva első ármentes teraszán található krioturbáció típusa (zsákos v. zsebtalaj – Brodelboden).  
Male Levare (Csehország)

A = 1 = szürke agyagbemosódásos erdei talaj; 2 = fagyzsákokat kitöltő szürke agyag; 3 = rozsdabarna homokos kavics, kovárványokkal; 4 = a pannóniai agyag felszínén a kotró tőzeglencsét tart fel; 5 = pannóniai agyag; k = kovárványszalagok. B = Az első ármentes terasz viszonya az ártérhez és a második ármentes teraszhoz





6. ábra. A Duna második ármentes terasz felszínén (IIb) található periglaciális fagyási formák maradványai (Vác, kavicsbánya a FORTE gyárnál)

1 = futóhomok; 2 = krioturbált homokos kavicsösszlet; 2a = deformált polygonális szerkezeteket (fagyzsákokat és fagyékeket) kitöltő homok; 2b = a deformált polygonális szerkezeteket (kavicszsákokat és fagyékeket) kitöltő, ill. azokat határoló karbonátban gazdag homokos iszap; 3 = a terasz kavics alig háborított alsó szintje. A feltárás felső részében (2) egy kisebb, fiatalabb és egy nagyobb, idősebb fagygeneráció (kavicspolygon szerkezetek) formamaradványai figyelhetők meg

pleisztocén teraszok, ill. hordaléklerakódások más adatok hiányában is elég jól azonosíthatók (pl. nyékládházi és délegyházi kavicsbányák).

A domb- és hegyvidéki kisebb folyók első ármentes teraszait helyenként 2–6 m vastag szoliflukciós–deráziós lejtős lösz borítja be, mely alatt a teraszanyagban nehezen figyelhető meg krioturbációs jelenség. Azonban a lejtővel párhuzamosan rétegzett homokos lösz, vályog alsó részében enyhe krioturbáció fordul elő.

c) Korábbi munkámban (PÉCSI 1959b) az alacsonyabb teraszok közé soroltam a Duna második ármentes teraszát is (IIb. sz.).

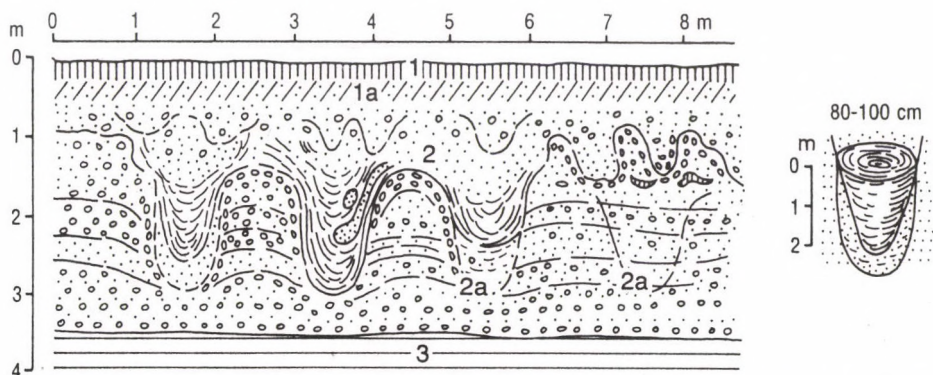
E teraszt a Duna völgyében és a nagyobb mellékfolyók mentén is helyenként vastag lösztakaró borítja. A kisalföldi teraszokat általában nem fedi be lösztakaró. Ahol a terasz felszínén vastag, esetleg több őstalajjal tagolt lösz telepszik, ott a terasz kavics felsőbb részében rendszerint teljesen hiányoznak a periglaciális fagyás emlékei. Viszont a kavicsra települő iszapban, homokos agyagban vagy a lösz és a folyami rétegsor közötti fosszilis vályogtalajban krioturbációs jelenségek maradványaira bukkanhatunk.

Ahol viszont a terasz- vagy hordalékkúp-kavics felszínét nem fedi lösz, ott a terasz kavics felső 2–3 m vastagságú részében a fagyjelenségek az előbb ismertetetteknekél jelentősebb nagyságúak, összetettebbek és több formátípus fordul elő.

A IIb. sz. terasz kavicsában feltárt talajfagyásformák 1,5–2 m nagyságú szabálytalan kavicszsákok, poligonális hálózatos fagyékek, kavicsgyűrűs poligonok, jelentős nagyságú rétegdeformációk és csaknem mindig sok mészcsonló, mészbekérgezett kavics van a krioturbációtól zavart rétegben. A legtöbb feltárásban a krioturbációs jelenségek kettős generációját, egy idősebb és nagyobb, valamint egy fiatalabb és kisebb formacsoportot határozottan meg lehet különböztetni (6., 7. ábra, 1., 2. kép).

Bár az ártér fölötti második ármentes Duna-teraszt (IIb. sz.) morfológiai vonatkozásban az alacsonyabb teraszok közé soroltam, de a terasz kavicsban megfigyelhető krioturbációs típusok alapján a magasabb teraszokon fellelhető formákkal mutat több rokonságot. Az ártér fölötti első (IIa. sz.) és második (IIb. sz.) teraszt gyakran éppen a rajtuk levő krioturbációs formátípusok alapján lehet egymástól jól elkülöníteni. Ezek a megkülönböztető bélyegek azért is fontosak, mert a két teraszból egyaránt *Elephas primigenius* faunatársaság kerül elő. Tehát paleontológiailag a két teraszt egymástól nehéz volna elkülöníteni, s nem egyszer a terasz magassági viszonyai sem segítenek a kettéválasztásban.

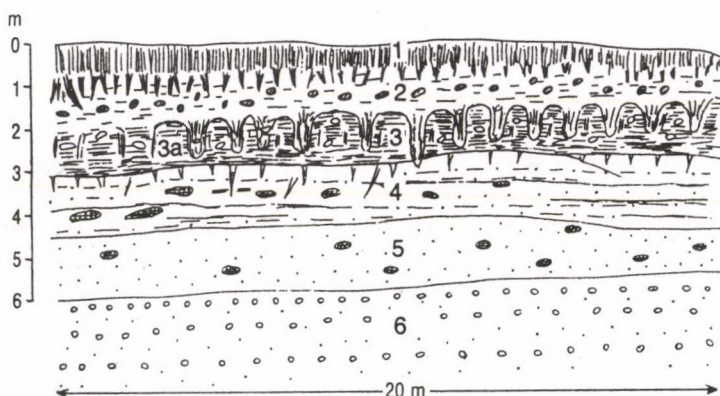
A terasz peremein helyenként enyhe lejtőkön szoliflukciós elvonszolódás nyomai is kimutathatók, tehát már a terasz lejtőhomloka is a glaciális fagyhatásnak volt kitéve. Továbbá a IIa. sz. terasz felszínére kisebb deráziós völgyek is kifutnak.



7. ábra. Agyagos homokzsák talaj terasz kavicsban. Morvamező (Csehország), Malacky kavicsbánya a Morva második ármentes teraszán

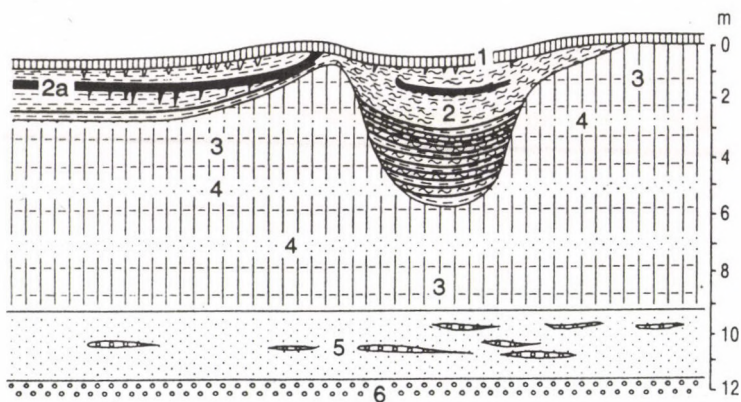
1 = humuszos szürke homokos erdei talaj, az alsó része szürkésfekete és kötöttebb (1a); 2 = aprókavicsos, durva homok, a felső szintben elsősorban nagyobb, 2–4 cm Ø kavicszemekkel és kisebb krioturbációs zsákos betüremlődésekkel (fiatalabb poligon generáció). A réteg középső és alsó szintjébe egy fordított méhkas alakú homokos agyagzsák türemlik be, melyben homoklepények zárványszerűen helyezkednek el. A finom föld magú zsákforma külső peremén a kavicsok felfelé ívelően deformálódtak és orientáltak; 2a = rozsdavörösre színeződött aprókavicsos homokkovárvány; 3 = pannóniai agyag





8. ábra. Pleisztocén periglaciális jelenségek generációi a Mátra és Bükk előterében. Kerecsendi feltárás (l. még 4. kép)

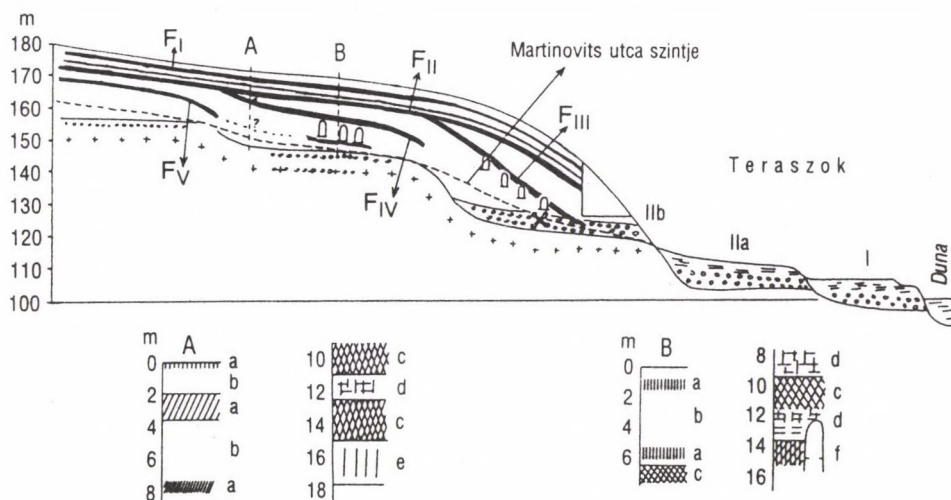
1 = fekete, rozsdabarna vályogtalaj, fosszilis barna erdei talaj, mezősi dinamikát vett fel; 2 = meszes agyag, világos, szürkés fehér, sok sötét színű krotovina tarkítja, melyek anyaga a fedő talajból származik, a meszes agyag fokozatosan megy át az alatta levő vörösbarna talajba, melyben több zsákot képez lefelé, a réteg felső részébe pedig a fésű fogaihoz hasonlóan sűrű, keskeny, fosszilis talajjal, kitöltött ékek nyúlnak le („fésűs talaj”); 3 = vörösbarna homokos vályog, benne meszes agyaggal kitöltött kéveformájú zsákok, ezek a fedő rétegből nyomulnak be. E réteg egészen éles határral érintkezik a felette levő, arra szintén szoliflukciósan települt. A vörös talajban sok függőleges meszes ér, botszerű mészesomók helyezkednek el (3a); 4 = világos vörös homokos vályog, melybe fehér színű fagyékek, mészszerű nyúlnak; 5 = közepes szemmagyságú homok; 6 = homokos terasz kavics



9. ábra. Tál- és U keresztmetszetű feltöltött dellék (derázis völgyek). Pásztyó cigánytelepi feltárás a Zagyva IIIb. sz. teraszán (l. még 3. és 73. kép)

1 = csernozjom jellegű talaj, ennek alsó részéből fél méteres földékek nyúlnak fésűszerűen az erős mészfelhalmozódási szintbe; 2a = eltemetett csernozjom jellegű talaj a tál keresztmetszetű dellékben; 2 = szoliflukciós úton kitöltött U alakú derázis völgy. A tölteték finoman rétegzett, áttelepült fosszilis csernozjom rétegek (sötét sávok) és mészen gazdag vályog, ill. dolomitos mészpör (világosabb sávok); 3 = finoman rétegzett homokos lejtőlöszkötegek; 4 = finoman rétegzett homok; 5 = rétegzett finomhomok, durvább törmelékkel; 6 = a Zagyva terasz kavicsa. A lejtőlösz (3) és a finoman rétegzett homoksávok a magasabb terasz felé emelkednek, így derázisok lejtőlösznek, s nem eolikus képződménynek foghatók fel





10. ábra. Teraszfedte lejtőlősz (Nagymaros)

Nagymaroson a Duna felé kifutó Martinovics utca házsora a Duna IIb. és III. teraszára települt vastag lejtőlőszben alakult ki. Az utca egy eróziós–deráziós völgy oldalában fekszik. A háztelkek lábában a IIb. terasz anyaga és a rája települő lejtőlősz köteg meredek falban tárul fel. A IIb. terasz felszínén több pincét mélyítettek a lősz alsó rétegébe. A pince aljában levő teraszkavicsban KÉZ ANDOR wurm kori faunaleleteket talált (MOTTL MÁRIA 1942). A IIb. terasz kavics e szakaszára négy fosszilis talajjal tagolt kb. 20 m vastag lejtős lősz települt. A fosszilis barna talajok közül a két alsó a lejtőn felfelé összeölelkezik. De a magasabb teraszszintek peremén a paleotalajok teleszkópszerűen egymásba torkoltnak. Az F<sub>I</sub> és F<sub>II</sub>-vel jelzett fosszilis talajok mind a IIb., mind pedig a III. sz. teraszon települt lőszben is megvannak. Az F<sub>III</sub> csak a IIb. terasz fölött, az F<sub>IV</sub> és F<sub>V</sub> pedig csak a III. sz. teraszon figyelhető meg. A III. sz. teraszon a fekvő lőszben felülről lefelé sorban a negyedik fosszilis talaj tehát idősebb, mint a IIb. sz. terasz lőszkötegében sorban szintén negyedik fosszilis talaj. Ezek között talajtipológiai is különbség mutatkozik. A teraszainkat befedő lőszkötegek és a bennük található fosszilis talajok kronológiai értékelésénél az ábrán bemutatott kortani tagolás egymásutánosságát kell figyelembe vennünk. Az F<sub>I</sub>–III fosszilis talajkötegek a wurm teraszon képződött lejtős lősz tagolják, míg az F<sub>IV</sub>–V talajzónák idősebbek, mint az F<sub>III</sub> és valószínűleg a Riss kori, vagy idősebb teraszra települt lőszben alakultak ki. – a = barna erdőtalaj; b = meszes lősz; c = vörösbarna vályog; d = mésztelen sárgásbarna vályog; e = sárgásbarna mésztelen lősz; f = barna vályog

A kisebb folyók második ármentes teraszán, ill. hordalékkúp felszínén több esetben 2–4 m vastag szoliflukciós vályog telepszik, melyben a többszörös talajképződéssel megszakított krioturbációs és szoliflukciós jelenségek egymást követő fázisait lehet kimutatni (8., 9., 10. ábra, 3., 4. kép).

Ha e szintbe sorolható hordalékkúp-kavicsokra hosszabb ideig, ill. egyáltalán nem települt szoliflukciós vályog, akkor szerencsés feltárás esetén a felszínén végbement fagyfolyamatok, talajképződések és esetleg más faktorok hatása is kiolvasható (11. ábra, 1. kép). E feltárások kronológiai értékelésére még visszatérünk (Első fejezet II. 7. pont).

Az alábbi 11. ábra alapján a kavics (6) lerakódását követően a következő folyamatok valószínűsíthetők:

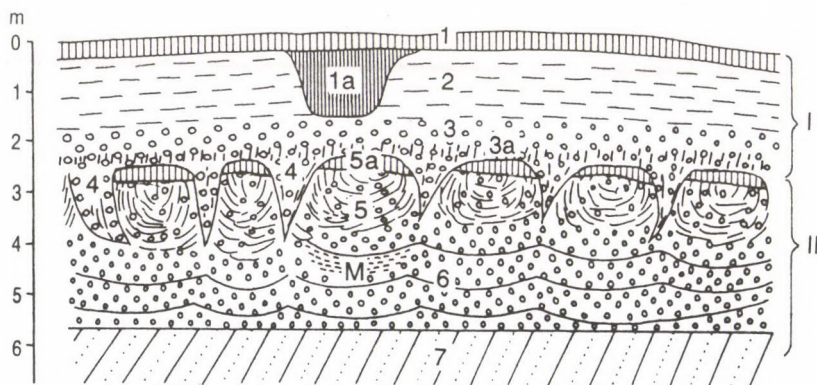
1. téglavörös agyag képződése (talajképződés) a hordalékkúp-kavics felszínén;
2. poligonális üstök kialakulása (5), amelybe a vörösgyag is belekeveredett, mert a kavics szemek téglavörös agyagbekérgeződésűek;

3. ezt követte a jégékképződés, mert a poligonok vörös színezetű láncolatát a fagyékek jól kivehetően megszakítják;
4. az így kialakult felszínre szoliflukciósan települt aprókavics került, melynek alsó része erősen meszes homokos iszapba ágyazott, ezzel az anyaggal töltődött ki a lassan felengedő jégék;
5. meszes felhalmozódásos kavicson 1,5–2 m vastag, ugyancsak szoliflukciósan áttelepített, kavicszemet tartalmazó, löszös vályog telepszik;
6. a felszínen végül réti csernozjom talaj képződött, melybe és az alatta levő vályogba őskori lakógödör mélyül be.

d) A *kisalföldi fiatalabb pleisztocén dunai hordalékkúp* felszínén előforduló krioturbációs formákkal e helyen külön kell foglalkozni. A Duna-völgy kialakulását tárgyaló monográfiában (PÉCSI 1959b) részletesen kifejtettem, hogy a Pozsony–Komárom, ill. Rajka–Győr közötti hatalmas kiterjedésű Duna-hordalékkúp a nagy interglaciális óta képződik. Ezt megelőzően a Parndorfi-fennsík kavics-hordalékkúpja és a Győr–Tata közötti terasz-sziget hegyek alkottak talán még nagyobb egységes hordalékkúpot a Kisalföldön. Ez az idősebb hordalékkúp szintén több glaciálison keresztül képződött a pleisztocén első – nagyobb – részében.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938) mutatott rá elsőnek arra, hogy a Duna-üledékek a Kisalföld előbb említett, süllyedő szakaszán normális rétegtani sorrendben egymásra települtek. Éppen ezért a Győri-medencében a Dunának teraszai sem alakulhattak ki.

Ha a folyóvízi üledékfelhalmozódás hatalmas területre terjed ki, miként a síksági folyami hordalékkúpnál, akkor előfordul – a hordalékkúp-képződés természetéből kifolyólag –, hogy kisebb időegységeken belül az üledékek nem csak egymásra települnek, hanem térben egymás mellett is lerakódhatnak. Általában a hordalékkúp gerincén, ahol a folyó folyik, a legfiatalabb a lerakódott üledék. A folyó a medrét azonban a hordalékkúpon gyakran hol az egyik, hol a másik szárny felé elmozdítja, de előállhatott olyan eset is,



11. ábra. Több periglaciális korú fagyhatást szenvedett krioturbációs formaegyüttes. Vépi kavicsgödör (Győr–Sopron megye)

1 = réti csernozjom; 1a = őskori lakóverem; 2 = szoliflukciós löszös vályog; 3 = szoliflukcióval áttelepített aprókavics alsó része meszes kötőanyaggal (3a); 4 = homokos meszes iszappal kitöltött fagyékek; 5 = üst és hordó alakú poligonok, a kavicszemek téglavörös agyagbekéregzéssel; 5a = téglavörös homokos agyag, összefüggő szintet képezett a poligonok felszínén; 6 = fagyháborgatott terasz-kavics; 7 = felsőpannóniai homok; M = meszes homokfoszlányok; I = szolifluidált zóna; II = krioturbált zóna



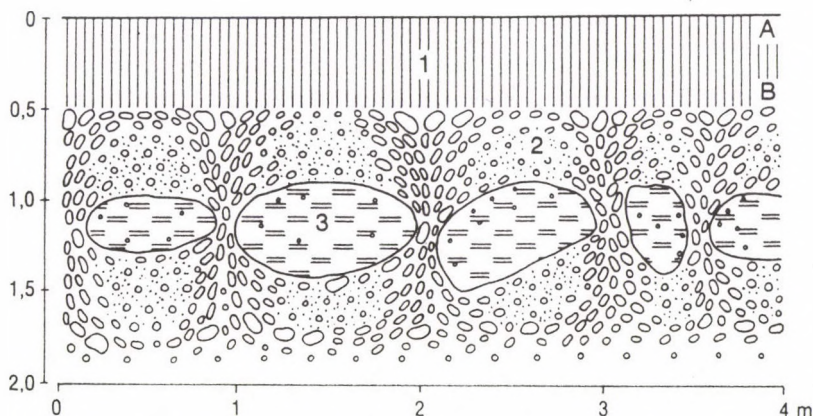
amikor az üledékfelhalmozódás a hordalékkúp egyik szárnyától a másik szárny felé haladva hosszabb időn keresztül lehetett folyamatban. Ilyenkor a hordalékkúp egyik szárnyán felhalmozódott üledék a vele azonos genetikai–morfológiai helyzetben levő másik szárnyon lerakott üledékhez viszonyítva idősebb lehet.

A Győri-medencében ilyen irányú folyamatra éppen a kavicsbányákban megfigyelhető krioturbációs formák értékelése alapján következtethetünk.

A Mosoni-Duna menti kavicsbányákban többszöri megfigyelések során sem akadtam a fagy hatását tanúsító jelenségekre. Viszont a bécsi műút mentén Barátföld-pusztánál, Mosonszentmiklós és Lébény környékén a kavicsfeltárásokban az utolsó glaciális legkisebb méretű krioturbációs jelenségeit figyelhettem meg (2., 3. ábra).

Mosonszentjánostól DK-re mintegy 4 km-nyire a „Szőke-tó” D-i részén fekvő gorond oldalában 1,5 m mély gyűrűs kavicspoligonok szabályos láncolatát tárja fel egy elhagyott kavicsbánya (12. ábra, 5. kép). Hasonló nagyságrendű, de más típusú, üst alakú kavicspoligonok találhatók Mosonszentjános községben a Somorjai út melletti kavicsgödörökben (13. ábra). Ez utóbbi típusú formák az első ármentes Duna-teraszról ismeretlenek. Ezeket mindaddig csak a második ármentes (IIb. sz.) teraszok feltárásaiban figyeltem meg. Mindkét kavicsfeltárás tszf-i magassága 118–119 m, tehát lényegében a Szigetköz megfelelő részével azonos magasságú, sőt 1–2 m-rel még mélyebben is fekszik.

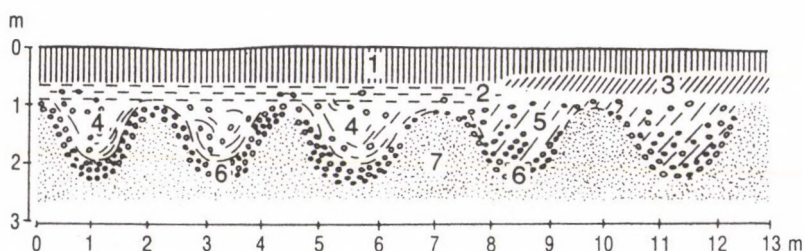
Ismét változnak a krioturbációs formák mind típusra, mind pedig nagyságra nézve Mosonszolnok és Hegyeshalom nagy kiterjedésű kavicsbányáiban. Ezekben a feltárásokban az 1,5–2–3 m-es üstszerű kavicspoligonokat (14. ábra, 6. kép) kavicssal burkolt, 3–4 m-es szabálytalan homokos agyag zsákok szagatják szét (15., 16. ábra). Ezekből a formaegyüttesekből a krioturbációs folyamatok több fázisát lehet kiolvasni (16. ábra). A hegyeshalmi kavicsbányában egykori kriolakkolit forma maradványára is lehet következtetni (17. ábra, 7. kép). Ez utóbbi formatípust kavicsfeltárásban máshol még nem sikerült megtalálnom. A kavicsbányaásás során a hegyeshalmi kavicsbányában *Elephas antiquus*



12. ábra. Jól osztályozott kavicsgyűrű–kövestundra (Mosonszentjános határában) a kisalföldi fiatalabb pleisztocén dunai hordalékkúpon

1 = réti agyag, lápi agyag, „A”, „B” talajszintek; 2 = durva kavics, a finom mag az agyagtest környékén erősen orientált; 3 = sárgás, szürkessárga homokos agyag





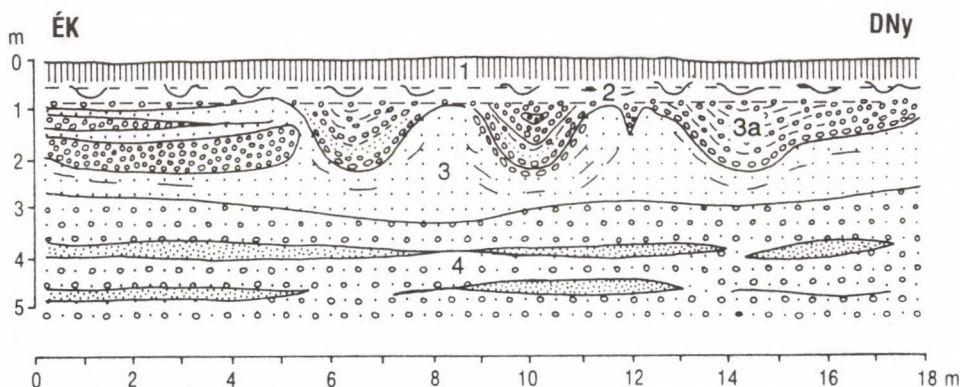
13. ábra. Kavicspoligon típusa a kislalföldi fiatalabb hordalékkúpon (a köves tundra formamaradványának egyik teljesen szabályos változata). Mosonszentjános (Somorjai út melletti kavicsgödör)

1 = réti csernozjom; 2 = mészfelhalmozódásos iszapos kavics; 3 = vörösbarna erdei talaj „B” szintje; 4 = a poligon magját kibélelő meszes iszap, benne elszórtan kavicsszemek; 5 = a barna erdőtalaj „B” szintje alatti poligonok vöröshomokos vályoggal kevert kavicsanyaga; 6 = a meszes iszap töltelékű poligonokat keretező gyűrűs és ívesen orientált kavicsköpeny; 7 = szürke éles apróhomok (fagyemelés hatására a felszín közelébe nyomult?)

zápfogat találtak. A lelet a Szombathelyi Múzeumba került, JÁNOSSY DÉNES határozta meg. Hasonló leletet gyűjtöttem be Győr–Sashegy idősebb kavicsbányájából a III. sz. Duna-teraszról, melyet KRETZOI MIKLÓS határozott meg.

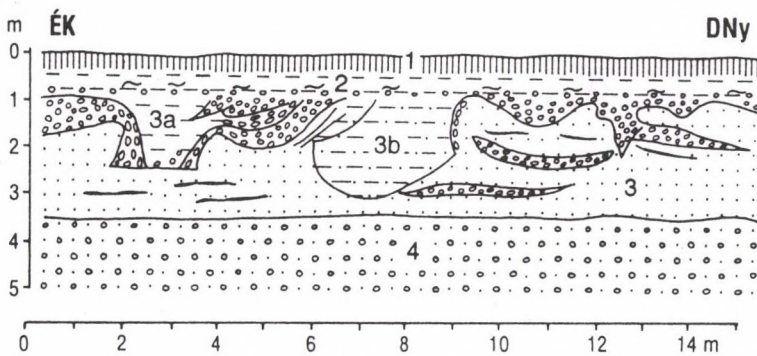
E körülményeket mérlegelve reálisnak látszik az a következtetés, hogy a Mosoni-síkság dunai hordalékkúp-kavicsa a Parndorfi-fennsík előterétől a Szigetközig korban egymástól elkülönülő hordalékkúp-pásztákból épült fel. Ugyanakkor e szakaszon teraszos szintkülönbség nincs, a felszín gyakorlatilag egységes nagy hordalékkúp-szintet alkot.

Természetesen azt a kérdést, hogy a Mosonszentjános környéki kavicsfeltárások krioturbációs formái és a hegyeshalmi kavicsbányában található típusok két különböző



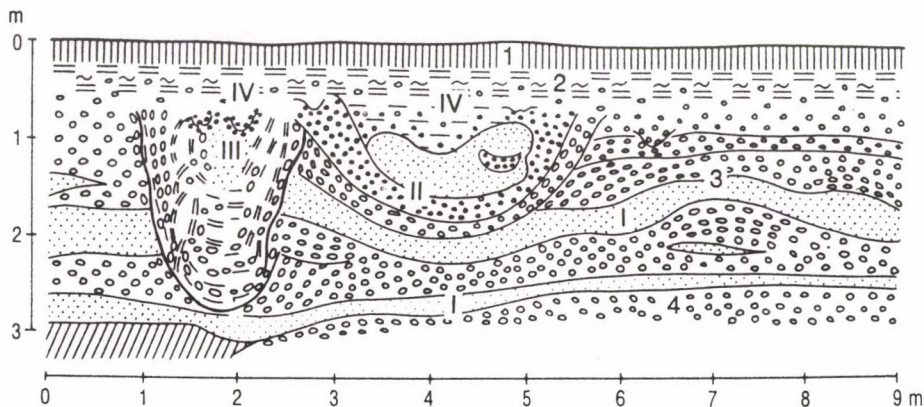
14. ábra. Óriási üst alakú talajfagyforma a hegyeshalmi kavicsbányában (l. még 6a képet és magyarázatát). A fagyformák képződése az öntésiszap (2) lerakódása előtt történt

1 = vályogos réti csernozjom talaj; 2 = vékony szürkessárga öntésiszap, homokos agyag, alsó része egyre kavicsosabb; 3 = durva homok, melybe a krioformák maradványai bemélyültek; 3a = vékony homok, homokos kavics, agyagos kavicsrétegekkel szabályos ívekben kitöltött üstszerű krioformák. Nagyságuk a metszetben 1,5–2 m, de 3–4 m átmérőjűek is előfordulnak; 4 = homokos kavics 5–7 m vastagságban. E rétegből *Elephas antiquus* zápfog került elő



15. ábra. A periglaciális krioturbáció involúciós formái. Hegyeshalom, kavicsbánya. Idősebb krioturbációs generáció, feltehetően az iszapos lerakódás folyamán az időszakosan felengedő talajban alakult ki

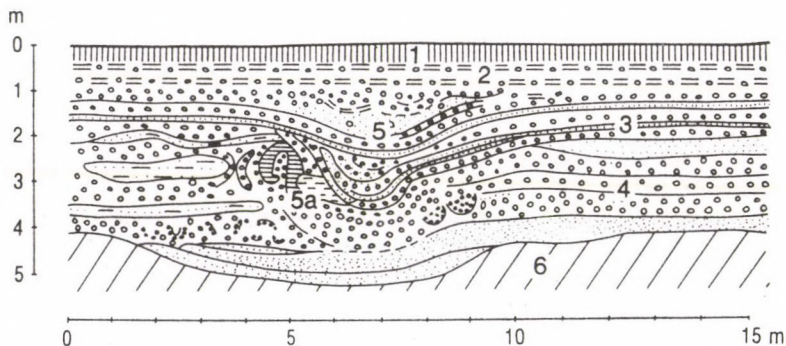
1 = réti csernozjom talaj; 2 = szürkésárga iszap, homokos agyag, az alsó részében kavicssal szabálytalanul összekeveredve; 3 = vastagabb homokos réteg, melybe kavicszsákok is mélyülnek; 3a = kád formájú, iszappal kitöltött és agyagos kavicssal körülövezett fagyforma; 3b = homokos iszapos agyaggal kitöltött szabálytalan verem alakú fagyforma; 4 = homokos kavics



16. ábra. Krioturbációs generációk a kislalföldi Duna hordalékkúp-felületén. Mosonszolnok, vasútállomás

1 = réti csernozjom talaj; 2 = sárga, fakó színű homokos agyag, benne elszórtan és csomókban kavicszemek enyhén krioturbálva; 3 = krioturbált homokos és kavicsos rétegek; 4 = durvább kavicsréteg. A hordalékkúp-kavics lerakódása után a felszínre ható fagy feltételezhető folyamatai: I = 4., 3. és részben a 2. sz. réteg lerakódása, mint a Duna hordalékkavicsa valószínűleg a középső pleisztocén; II = feltehetően jégglakkolit képződés és annak kiolvadásával keletkezett krioturbáció; III = jégékképződés és annak deglaciációs deformálódása (zsákosodása); IV = végül a 2. sz. réteg (homokos agyag, löszszerű üledék) gyengébb krioturbáció hatására ismét fagyzavargást szenvedett, amelyen a jelenkori talaj képződött ki





17. ábra. Hidrolakkolit formamaradvány emléke? Hegyeshalom, kavicsbánya

1 = réti csernozjom talaj; 2 = sárga homokos agyag, löszös iszap kavicssal szoliflukciósan kevert anyaga; 3 = homok- és kavicsrétegek váltakozása; 4 = túlsúlyban homokos kavicsréteg, alárendelten homoklencsékkel, ebbe üstszerűen mélyülnek be egymással párhuzamosan települve a homok- és kavicsrétegek; 5 = a krioturbációs forma alatt és mellett (5a) homokos agyag, löszös iszap foltokban kaotikusan keveredik egymással, mely feltehetően a jégakkolit kiolvadását követő rétegrogyás során keletkezhetett; 6 = a feltárás omladékkal fedett része (l. még 7. kép magyarázatát)

Természetesen azt a kérdést, hogy a Mosonszentjános környéki kavicsfeltárások krioturbációs formái és a hegyeshalmi kavicsbányában található típusok két különböző glaciálisban alakultak-e ki, vagy ez utóbbiak csupán hosszabb ideig voltak kitéve a periglaciális fagy hatásának, eldönteni nehéz. Annyi azonban bizonyos, hogy a hegyeshalmi feltárásokban a formák összetettebbek, a korábban kifejlődötteket később fiatalabbak jól kivehetően áttörték. Ezenkívül nagyon gyakori az *elfedett szingenetikus krioturbációs jelenség is, mely még a kavics lerakódásával egyidőben képződött.*

Viszont az eddig megismert krioturbációs formátípusok alapján nagy valószínűséggel lehet mondani, hogy a bécsi út–Lébény környéki krioturbált kavicsok és a Hegyeshalom környéki kavicsok lerakódási kora között egy glaciális különbség van. Helyesebben úgy mondhatnám, hogy az utóbbi hordalékkúp felszínét több egymás utáni periglaciális fázisban érte fagyhatás, mint az előbbi.

*Mindenestre a periglaciális fagyjelenségek formátípusai több esetben eligazíthatnak bennünket valamely felszín vagy üledék korának közelebbi meghatározásában. Különösen olyan esetekben fontos ez, ahol és amikor más adatok nem állnak rendelkezésünkre.*

## 2. A magasabb és idősebb teraszokon, hordalékkúp-teraszokon észlelt pleisztocén talajfagy jelenségek

E csoportba sorolom közelebről megjelölve a III.–VII. számmal jelölt teraszokat, ill. az ezekkel egy időben képződött hordalékkúp-teraszokat és kavicsstakarókat. Kialakulásuk, ill. kavicsos üledékeik lerakódásának a korát – külön-külön itt nem részletezve – a pliocén elejétől a Riss eljegesedéséig bezárólag szokás datálni.

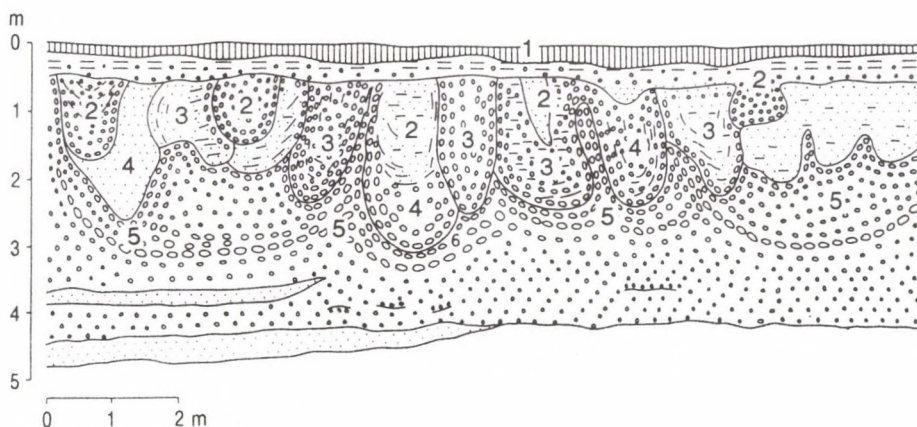


Az idősebb teraszokon, ill. hordalékkúpokon a krioturbációs formák nem csak abban térnek el az alacsonyabb teraszokon fellelhetőktől, hogy még nagyobbak, bonyolultabbak és több fázisban képződtek lehetnek, hanem a kavicsfeltárások mélyén előfordulnak szingenetikus krioturbációk.

*Jellemző méretű és típusú fagyjelenségeik: 2–4 m nagyságú poligonhálózatú fagyékek, szabálytalan homok- és agyagkitöltésű fagyzsákok, üst alakú kavicspoligonok, hatalmas, 4–5 m átmérőjű, hordó alakú kavicspoligonok, jégakkolitok formamaradványai (19–24. ábra, 8., 15., 17. kép), fagyrepedések, fagyerek, felfagyás okozta finomabb szemcseátmérőjű rétegek lapos hullámú deformációja, a kavicsszemek mozaikszerű elrendezése (11b., 13. kép).*

Ezeket a formaegyütteseket a nyugati országrészekben vörösbarna agyagos málladék felhalmozódása kíséri, a legtöbb esetben a fagyzavarta rétegek kavics- és homokszemeit vörösbarna agyaghártya burkolja. A keleti szárazabb területeken a túlnyomóan kvarckavicsos közegben gyakori a karbonát púderes felhalmozódás (18–20. ábra).

A kavicsoknak a vörösbarna agyagba való ágyazása általában olyan mélységig (3–5 m) figyelhető meg, ameddig a krioturbációs formák lehatolnak. A krioturbációs folyamat során a felszínen korábban képződött meleg-időszaki vörösbarna agyagok, málladékok, fosszilis barna erdei talajok a mélyebb szintek felé is bekeverődtek.



18. ábra. Jól osztályozott gyűrűs kavicspoligonok generációi. Pestlőrinci temető melletti kavicsbánya (l. még 8a., b. kép)

1 = homokos csernozjom talaj; 2 = kavicsos homokmag, melybe vörösbarna erdei talaj keveredett, az egész magot kavicsköpeny övezi; 3 = erősen karbonát púderes kavicsos homok, helyenként dolomit púder, benne elszórtan szabálytalan kavicsfészkek; 4 = homokos karbonát púder, benne ritkásan kavicsszemek; 5 = homokos mészszipa, majd kifelé sárgásbarna homokos agyagba, vályogba ágyazott körívszerűen orientált kavicsok (nagyobb gyűrűs kavicspoligonok). Helyenként egyes nagyobb, 10–15 cm Ø kavicsok elkülönülő sávot alkotnak. Az anyag elrendeződésére jellemző, hogy a központi meszes mag (3, 4) körül általában gömbhéjasan elrendeződő kavicsok kifelé egyre durvább szemnagyságúak. A bemutatott szelvény poligonjai tulajdonképpen egy-egy nagyobb poligon belső részei, feltűnő az erős karbonátkiválás (l. 19. ábrát)

Mivel a magasabb szintek egésze vagy csak peremei időközben eróziós és deráziós völgyekkel rendszerint jól feldarabolódtak, a lejtős szoliflukció is tevékenyen működött felszínükön. S nem egyszer ma már csak a szoliflukcióval áthalmozott, másodlagos településben fekvő agyagkérges kavicsban figyelhetjük meg a krioturbációs formákat.

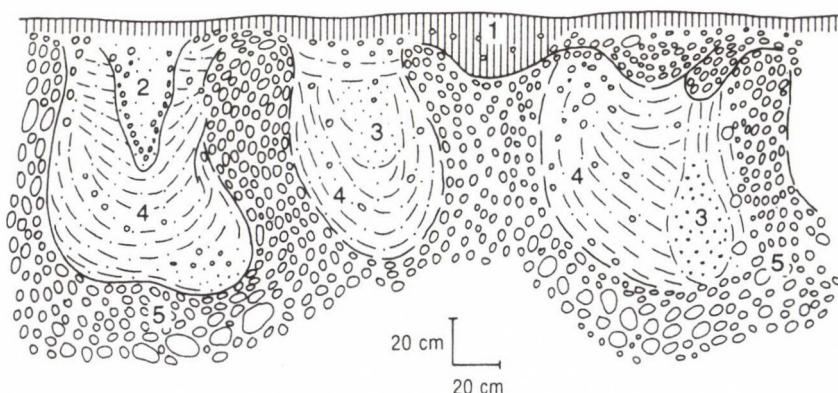
A folyóvölgyek magas fekvésű terasz kavicsaiban krioturbációs jelenségek ritkábban figyelhetők meg, mert időközben vagy letarolódtak, vagy vastag lejtős lösszel és törmelékkel borítottak be.

a) A **Duna Alföld peremi pliocén és ópleisztocén hordalékkúp-teraszán**, különösen *Budapest térségében* a folyami kavics összletekben már régóta ismeretesek hatalmas zsákos gyűrődések. Ezek képződését a századforduló ideje óta különböző módon magyarázták (INKEY 1894, HALAVÁTS 1898, LŐRENTHEY 1904, CHOLNOKY 1910, SCHAFARZIK–VENDL 1929, PÁVAY-VAJNA F. 1936–38). Csak később SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1936) mutatta ki, hogy ezek a periglaciális fagyhatásra alakultak ki.

A régi feltárásokat, pl. amelyeket KERÉKES is ismertetett (1939), időközben betemették, de újabbak létesültek. A legjellegzetesebb formákat nyújtó feltárásokat lerögzítve bemutatjuk krioturbációs típusaikat.

A zsákos kavicspoligonok típusait és képződésük mechanizmusát legjobban érzékelhető példákat a *Pestlőrinci téglagyár közelében, a temető mellett lévő régi kavicsbánya* ma is látható falában találhatjuk (18., 19. ábra, 8. kép). Ennek a kavicsbányának valamelyik régebbi faláról tette közzé KERÉKES hasonló értelmű fejtegetéseit.

A 18. ábra megközelítő pontossággal szemlélteti a kavicspoligon szerkezetét és az anyag belső elrendeződését. A poligon központjában homokos–agyagos karbonátos puder van, melyet általában gömbhéjasan elrendeződő kavicsok egyre durvabb zónája ölel körül. Több kisebb, 1–1,5 m mélységig lenyúló poligon 2–2,5 m mélységű nagyobb poligonokon belül helyezkedik el (19. ábra). Ezek mellett, ill. ezekbe mélyülve 80–100 cm és egymásba ölelkező 200–250 cm mély fagyékek is előfordulnak. Az azonos típusú formáknál a méretbeli különbségek azonban nem feltétlen két glaciális fázis hatásának tükörképei –



19. ábra. „Gyűrűs kavics” poligon szerkezetek a pestlőrinci temető melletti kavicsbányában. Magyarázat a 18. ábrán



amint arra KERÉKES utalt –, hanem csupán a fagy folyamat – a poligonképződés – intenzitásának változását igazolják (pl. az évszakosan felengedő talaj sekélyebbé válik).

A fagyékek itt is a kavicsgyűrűs poligonok kialakulása után képződtek, mert azok formaegüttesét áttörik. Általában úgy értékelhetjük a *kavicsgyűrűs poligonok és a poligonális hálózatu fagyékek* kialakulásának egymásutánját, hogy az előbbieket a glaciális viszonylag enyhébb–nedvesebb fázisában (anaglaciális klímátípus) mélyebben felengedő lágytalajban képződtek (nagyobb poligonok), majd egyre hűvösebb klímaviszonyok mellett sekélyebben felengedő lágytalajban jöttek létre a nagyobb poligonokon belül elhelyezkedő kisebb alakzatok. A fagyékek a legszárazabb és leghidegebb viszonyok képződményeinek foghatók fel (javaglaciális klímátípus maradványai).

*Egyes kutatók szerint a jelenkori periglaciális területeken is megfigyelhető a nagyobb poligonokon belül kisebb poligonok jelenléte. A poligonális fagyékhálózat azonban egy időben egy helyen nem társul körgyűrűs kavics-, vagy kőpoligonokkal, pogácsatalajakkal (9., 10. kép).*

A legkisebb (40–50 cm-es) zsákos poligonok, melyekbe vörösbarna erdei talaj anyaga is belekeveredett, már fiatalabbak egy fázissal (19. ábra 2. réteg). Az idősebb és nagyobb poligonok és fagyékek kialakulása után a felszínen futóhomok, majd vörösbarna erdei talaj képződése következett. Majd újabb krioturbációs folyamat s végül kavicskövet, kavicsmező – Pflasterboden – képződés folyamata zárta le a periglaciális képződményeket. Az erre települt futóhomokon a jelenkorban csernozjom képződött.

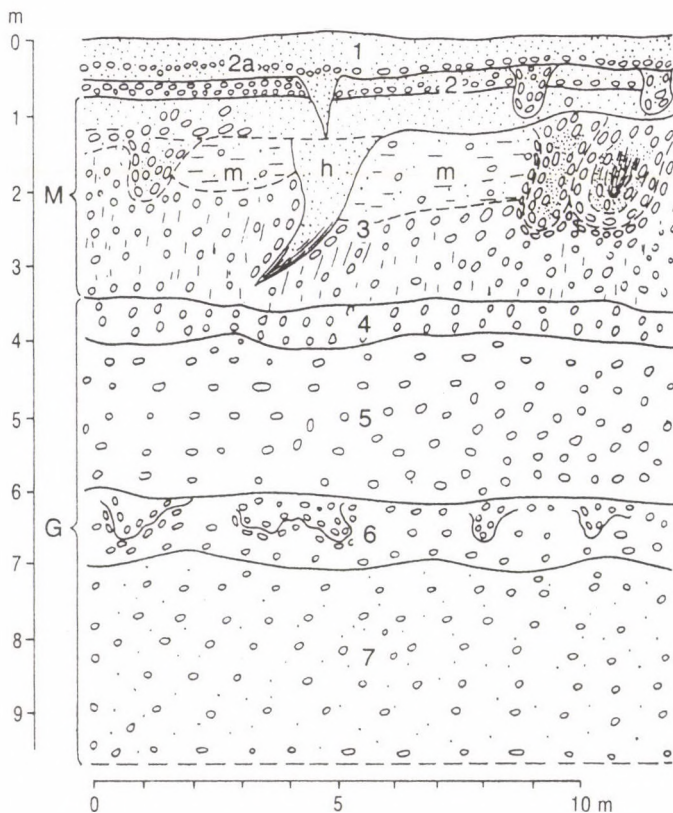
Még több egymástól jól elkülöníthető talajfagyperiódus formamaradványát lehet kiolvasni a *Pestlőrinti Meteorológiai Observatórium melletti kavicsbánya* 10 m-t is meghaladó kavicsfeltárásából (20. ábra).

A feltárás a Duna Alföld-peremi pliocén–pleisztocén hordalékkúpjának tartozéka. Korábban részleteiben tárgyaltuk (PÉCSI 1958, 1959b), hogy e hordalékkúp-kavics felső szintje a IV. sz. Mindel glaciális kori terasz tartozéka. A feltárás alsóbb, vastagabb rétege pedig a legidősebb dunai hordalékkúp része, Pregünz–Günz kori kavics. Mint az idősebb hordalékkúpokon általában, itt is megvan a belső krioturbáció nyoma az alsóbb kavicsrétegeken (20. ábra 6. réteg, 11. kép). Ez a krioturbációs jelenség az alsó hordalékkúp-kavics lerakódásával egy időben képződött – szinkron képződmény. Kisebb poligonok erősen orientált kavicsrétegben helyezkednek el 6–7 m mélyen a felszín alatt. Erre 2–3 m vastagságú zavartalan településszerű kavicsréteg következik. Ez a körülmény és a krioturbációs formák típusa kizárja azt, hogy későbbi, az üledéksor teljes lerakódása utáni fagyhatásra keletkezett volna, mint pl. a rétegdeformáció esetében. De különben ez utóbbi típus sem hatol le ilyen mélységbe. Ezeket a körülményeket figyelembe véve nagy valószínűséggel tételezhetjük fel a 3.–5. számú kavicsréteg pleisztocén-kori lerakódását. A korábbi földtani irodalom ugyanis az ún. „lőrinci kavicsok alsó szintjét” a felsőpliocénba (levantei emeletbe) sorolta (SCHAFARZIK–VENDL 1929, CHOLNOKY 1910, SCHRÉTER 1958, HALAVÁTS 1898 és még mások).

A hordalékkúp-terasz felszínén, amelybe a feltárás bemélyül, a teraszmorfológiai adatok alapján legalábbis a Riss és a Würm glaciálisok folyamán a fagy hatása állandóan érvényesülhetett. E szint terrasszá válása óta a Dunának még három fiatalabb pleisztocén terasza képződött (III., IIb., IIa. sz. teraszok). Elméletileg tehát a feltárás felső 3–3,5 m vastag rétegében levő krioturbációs jelenségek generációi jelezhetik mind a Riss, mind a Würm glaciálisok fagyformaképző tevékenységeit. Valószínűleg azonban nem minden folyamat emléke maradt ránk.

Ha azonban a hordalékkúp-kavics lerakódása után végbement és a feltárásból megfigyelhető folyamatokat egymás után kielemezzük, változatos történések elevenednek





20. ábra. Periglaciális talajfagy generációk formamaradványai Budapest D-i részén, a Duna legidősebb hordalékkúp teraszán (Pestlőrinc Sas-hegy, kavicsbánya)

1 = jelenkori futóhomok; 2 = fiatalabb homok és kavics réteg újabb kavics poligonok és jégékek formamaradványaival; 2a = szoliflukciós kavicsmező (Pflasterboden); 3 = vörösbarna agyaghártyás kavics, benne jégékek és gyűrűs poligonok (kavicszsákok) pszeudomorfózisai; 4 = diszkordáns felszíni vörösbarna kavics; 5 = vízszintes rétegzettségű sárga homokos kavics; 6 = gyengén krioturbált vörösbarna kavicsréteg; 7 = vízszintes rétegzettségű szürkéssárga homokos kavics, görgetettsége az idős Duna kavicsokra jellemző; m = mész és dolomit püder; h = a fagyékeket kitöltő karbonátos homok; G = Pregünz, Günz kavics; M = Mindel kavics. Újabbban e kavicsokban előforduló *Mastodon borsoni* fogmaradványok alapján e réteg lerakódását ma már a harmadidőszakba sorolják

meg. Ezek a felsőpleisztocén klímaváltozások megismeréséhez jó adalékokkal szolgálnak (ld. még Első fejezet II. 7. pont).

A hordalékkúp-kavics lerakódása után az első folyamat, amelyről tudomást szerezhetünk, vörösbarna homokos-agyagos málladék kialakulása. A nagyobb zsákokkal és ékekkel tagolt kavicsréteg egyes kavicszemei ebbe a masszába ágyazódnak be. A vörösbarna talajmálladék, preglaciális vagy a barna erdei talaj az interglaciális során alakulhatott ki a hordalékkúp felszínén, amikor az már terrasszá vált, tehát az ártéri vívő fölé emelkedett. Majd ezt követően éghajlatváltozással szárazabb viszonyok között olyan talajképződés volt folyamatban, amelynek következtében igen sok karbonát halmozódott fel (m jelzésű karbonátos meszes fészkek).

A vörösbarna agyagos és karbonátos képződmények kiválása után a feltárás adatai szerint a nagyobb krioturbációs formák kialakulása következett. Mégpedig a formák egymáshoz való helyzetéből ítélve előbb a kb. 1,5 m-es poligonális kavicszsákok – kavicsgyűrűk – keletkeztek, majd futóhomok képződött. Ekkor, de lehet, hogy a vöröstalaj létrejött előtt képződhetek a felszín közelében gyakran előforduló *sarkos kavicsok*. Majd a futóhomok lepellet borított felszín ezután nagyobb jégékek hasogatták fel. A jégékek nyílásait később, azok felolvadása során, az olvadékvizek futóhomokkal töltötték ki. A zsákokkal és ékekkel tagolt kavicsrétegben (5) a krioturbációs folyamatok során a vörösbarna vályog 1,5–2,5 m vastag rétegben keveredett el a kavicsok közé. A mészfelhalmozódás egységes zónája pedig fészkekre szakadozott (8. kép).

A nagyobb fagyformák kialakulása után enyhe lejtőn szoliflukciós letarolás, ill. felhalmozódás következett. Ebben a 80–120 cm vastag szoliflukciósan áttelepített kavicsos homokban képződtek a második fázis kisebb fagyjelenségei. Ennek a szoliflukciós folyamatnak a lehetőségét az adta meg, hogy a *Pestlőrinci Sashegy időközben minden oldalról környezete fölé emelkedő kis eróziós–deráziós tanúdombbá alakult*. Így tulajdonképpen még a dombtető is minden felé enyhén lejtő felszínné vált.

A szoliflukciós letarolás helyenként erősebben érte a korábbi felszínt. Ennek tanúi a lecsontolt fagyékek és zsákok. Máshol viszont, ahol jórészt szoliflukciós felhalmozódás volt, a korábbi fagyformákat kavicsréteg fedte be.

Azt nem lehet megállapítani, hogy a szoliflukció esetleg milyen korábbi képződményeket (talaj- vagy más fagyformák) tarolhatott le. Mindenesetre a következő, összefoglalóan második krioturbációs fázisnak nevezhető folyamatsorban előbb szintén „kavicszsákok” képződtek, majd futóhomok betelepüléssel közbeiktatva „fagyékek” alakultak ki s később töltődtek be homokkal. Az egész periglaciális folyamat, ill. formacsoport egy néhány cm vastag kavicsburkolattal („Steinpflaster”) zárul, melyen már valószínűleg jelenkori futóhomok s azon kialakult erdei altalajú homokos csernozjom következik.

Lehetséges még az is, hogy a felső 1,5–3,5 m közötti vörösbarna agyagba ágyazott kavicsréteg egésze szoliflukciósan enyhe lejtőn áttelepített anyag. S a fagyformák már ebben a szoliflukció által összekevert agyagos alapanyagban jöttek létre.

Problémák, nyitott kérdések tehát bőven vannak. Az azonban több feltárásból világosan látszik, hogy a fagyjelenségek több egymás utáni fázisát lehet kimutatni. Erre a körülményre különben már KERÉKES (1939) is helyesen mutatott rá.

A Budapest környéki hordalékkúp Cinkota–Kistarcsa közötti magasabb fekvésű részein a feltárásokból szintén több generációs fagyjelenségre derült fény. Itt azonban a hordalékkúp-felszín általában mindenütt enyhén lejtős, így az anyag szoliflukciós úton horizontális irányba is áttelepült. A „zsákos poligon” és a „fagyék” formák mellett itt is jellemző a szingenetikus krioturbáció (12. kép), mélyebb szintű kavicsok mozaikszerű elrendeződése (13. kép) és a felszínen a talajszelvény középső részében a „kavicskövezet” (Pflasterboden).

A hordalékkúpnak azokon a foltjain, ahol a pannóniai agyagot már csak 1–2 m vastag kavics borítja – pl. a Pestlőrinci téglagyár és a kőbányai porcelángyár közötti K–DNy-i irányú pannóniai rétegboltozaton – a fekvő pannóniai agyag betüremlik a felette levő kavicsba (14. kép).

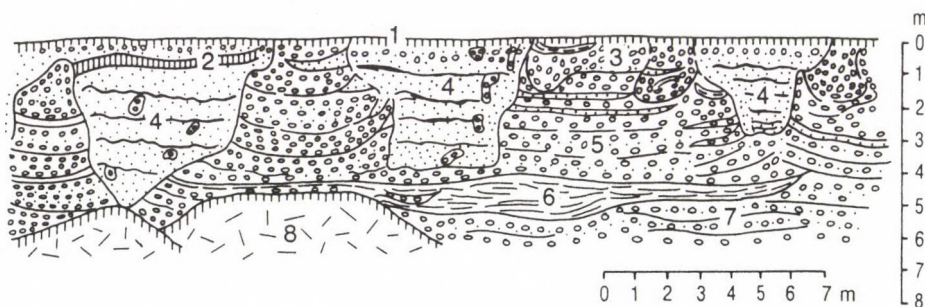
b) **Nyugat-Magyarországon** a Keleti-Alpokból hozzánk átnyúló idősebb hordalékkúpok, ill. kavicsstakarók fagyjelenségei méretre is és formákra is különböznek a Duna Alföld-peremi hordalékkúpjánál találhatóktól. A legnagyobb méretű formákat a Rába hatal-



mas hordalékkúp maradványán, a *Kemenesháton* észlelhetjük. A Kemeneshát kavics-hordalékkúpjának a kialakulása nagyjában a Parndorfi-fennsík–Győr–tatai terasz-szigetek üledékének felhalmozódásával párhuzamosítható. A Kemeneshát hordalékkúpja a Duna eme idősebb hordalékkúpjának szintjéhez igazodott. S mindkettő képződése magába foglalta a pliocén és a pleisztocén nagyobbik első felét (Donau-, Günz- és Mindel-glaciálisok). Míg a mai Kemeneshát területén egységes nagy hordalékkúp képződött, addig a Vasi-Hegyhátban és az ausztriai Steyer-medencében a Rába és a Mura is kialakította VIII–VII–VI–V–IV. sz. teraszait. Hasonlóképpen történt a Duna ausztriai szakaszán (PÉCSI 1959b, 292. old.).

A Kemeneshát pliocén–őpleisztocén hordalékkúpjához igazodtak s részben annak széles legyező alakú felszínére rakódtak le a Keleti-Alpok hegyláblépcsőit is keresztező kisebb mellékfolyók (Pinka, Sorok, Gyöngyös, Répce) hordalékkúpjai is. Amikor azonban a Győri-medence a pleisztocén közepén erősebben megsüllyedt és a Duna alacsonyabb szinten kezdte meg a fiatalabb hordalékkúpjának felhalmozását (PÉCSI 1959b, 298. old.), akkor a Rába is bevágódott korábbi hordalékkúpjába, a kemenesháti szintbe. A Rába mai futása mentén – szerkezeti vonalak és helyi kisebb árkos süllyedések irányítására – mélyebb szinten 2–3 terasszal tagolt völgyet formált ki. A kelet-alpi kisebb folyók is rendre bevágódtak, hordalékaikat mélyebb szinten a Rába egykori ártereihez szállították. A korábbi, idősebb, szinte összefüggő hordalékkúpjaikat nagyrészt elrombolták, annak anyagát is áthalmozták. Kisebb, idősebb foltokat azonban hátrahagytak.

A Rába völgyétől Ny-ra széles sávban összefüggő, K felé enyhén lejtő ún. Nyugati-kavicsstakaró tehát a Rába alacsonyabb, főként IIa., IIb. sz. teraszainak szintjéhez igazodott fiatalabb pleisztocén hordalékkúpok síkja, melyből csak helyenként, elsősorban az országhatár felé emelkednek ki magasabb és idősebb kavicsstakaró foszlányok (ÁDÁM et al. 1962, PÉCSI 1961a).



21. ábra. Homokkal kitöltött óriási földékek formamaradványa a Rába pliocén–pleisztocén eleji hordalékkúpján. Vasvár, kavicsbánya

1 = vékony és gyengén fejlett barna erdei talaj; 2 = vörösbarna vályogos homok barna erdőtalaj „B” horizont; 3 = fiatalabb kavicszsák generáció; 4 = vörösbarna homokkal kitöltött földékek ferde metszete, a homoktöltelék sötétebb, pár cm-es kovárvány rétegek tagolják; 5 = vörösbarnára színezett durvább kavics; 6 = kékeszürke fagydeformált szoliflukciós agyaglencse felsőpannóniai rétegekből; 7 = apró és közepes szemnagyságú vörösbarna agyaghártyával bevont kavics, szoliflukciós úton áttelepítve; 8 = omladék. Az egész feltárás a Kemeneshát felszínébe mélyülő delle (deráziós völgy) oldalán fekszik. A metszet a deráziós völgy felé néz. L... még a 15. kép magyarázatát

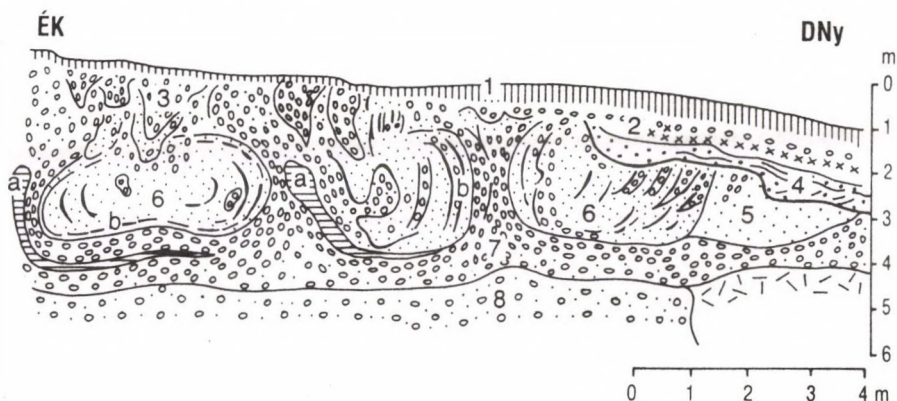


E terület krioturbációs formáinak és kialakulási korának megvilágításakor az eddieken kívül még egy fontos körülményt kell megemlítenünk. Az a száznál is több megvizsgált feltárás, amelyekből a legjelentősebbeket kívánom csak bemutatni, majdnem mindegyike többé-kevésbé lejtős térszínen fordul elő. A Rábántúli-kavicstakaró, attól eltekintve, hogy K felé igen enyhén lejt, a mellékfolyók és deráziós völgyek által *enyhén hullámossá darabolódott fel*. A Kemenesháton a nagyobb reliefenergia miatt a tagoltság erősebb és a lejtők is meredekebbek. A Kemeneshát kavicsfelszínébe számos, törésvonalakkal meghatározott irányú, *deráziós völgyelés réselődött be*. A kemenesháti kavicsfeltárások, bányák rendre vagy a hát peremein, vagy a deráziós völgyek oldalába települtek.

A síktundra jelenségek, pl. *kavicspoligonok, fagyékek enyhe lejtőkön fordulnak itt elő*, majdnem azt mondhatnánk, hogy az enyhe lejtőn gyakoribbak, ha a feltárásokkal a fennsíkos részeken is kellő számban rendelkezoznánk. *Síktundra jelenségek CAILLEUX szerint még 4°-os lejtőn is előfordulnak (5. jegyzet).*

Bárhogyan áll is ez a kérdés, az tény, hogy *házánkban eddig megfigyelt legnagyobb méretű „jégékek” és „kavicspoligonok” formamaradványai éppen a Kemeneshát deráziós völgyoldalaiból kerültek napfényre.*

Hatalmas, 4–5 m mélyre is lehatoló, ferde metszetben árok formájú fagyékek vannak a vasvári kavicsbányában (21., 22. ábra, 15. kép). A kavicsbánya a Gersekarát felől



22. ábra. „Hordó alakú óriás kavicspoligon” a Rába kemenesháti hordalékkúpján. Ostffyasszonyfa, kavicsbánya. A nagyformákon később kisebb krioturbációs formák képződtek, majd az idősebb krioturbációs formákat delleképződés rombolta (1. még 17. kép)

1 = barna erdei talaj; 2 = karbonátos felhalmozódás; 3 = fiatalabb krioturbációs formamaradványok (deformálódott kisebb kavicspoligonok); 4 = durvaszemű sárga homok kovárvány szalagokkal; 5 = kompakt élénkvörös agyagos homok; 6 = aranysárga homokkal és élénkvörös vályogos homokszalagokkal kitöltött hordó alakú kavicsos homokpoligon, melyet tömören elhelyezkedő, körívesen orientált kavicsréteg burkol körül. A félkörívesen elhelyezkedő homoktöltelékben ugyancsak ívesen rendezett kavicszávok vannak; 7 = vörösbarna agyagkéreggel bevont kavics, idős dellében erősen krioturbálódott; 8 = vörössesárga homokos, agyagkérges aprókavics, a Rába legidősebb kisalföldi hordalékkúp anyaga; a = deformálódott agyaglencse, valószínűleg a kavics fekjében levő felsőpannóniai rétegből származik; b = élénkvörös agyagos homok, szintén valószínűleg a fekü rétegekből származik. A szerkezetes fagyformák egy nagyobb delle–deráziós völgy tölteléken formálódhattak ki, feltételezhető, hogy a kriogén folyamatokat gravitációs tömegmozgások is kísérik, ill. előzhetik meg

Vasvárra vezető úttól jobbra, kis erdőben fekszik, amint az út a Kemeneshátról széles deráziós völgyön keresztül a városba érkezik. A feltárás részletesebb elemzése alapján az alábbi folyamatok állapíthatók meg:

1. A deráziós völgy kimélyülését megelőzően a Rába a III. sz. teraszának szintjéig vágódott be. A Kemeneshát felszínén ezzel egy időben agyagbemosódásos barna erdei talaj alakult ki (feltehetően a Mindel–Riss interglaciálisban).

2. A deráziós völgyben helyet foglaló bánya 6–8 m vastagon feltárt kavicsos rétegsora részben rozsdabarna agyagos vályogba ágyazódott, más rétegek kavicsait pedig vöröses rozsdabarna agyaghártya burkolja és az egyes vékony rétegekben a kavicszemek között homokszemek egyáltalán nincsenek. Közbe-közbe pedig alakatlan betelepülésű agyaglencsék s tömbök is előfordulnak. Ebből és a kavicszemek elrendeződéséből arra következtethetünk, hogy a feltárásban látható teljes kavicsanyag szoliflukciós–deráziós úton a Kemeneshát felszínéről települt be a deráziós völgybe. Ez arra mutat, hogy a deráziós völgy kialakulása a következő glaciális szoliflukciós periódusában terebélyesedett ki (legkésőbb a Riss anaglaciális), majd erőteljes fagydeformációs folyamatok mehettek végbe (feltehetően legkésőbb a Riss folyamán).

3. A deráziós völgyben vörösayagos talajképződés nyomai láthatók helyenként, melyeket 1–1,5 m nagyságú szabályos kavicspoligonok szagatnak foszlányokra és magukba a zsákokba is bevonszolódott a bíborvörös színű agyagos málladék. A vörösayagos talajképződést itt is a M–R interglaciális, ill. a preglaciális száraz–meleg klímafázisára helyezhetjük.

4. A 15. képen és a 21. ábrán látható fagyékek vörösayagos poligonokkal részben kitöltődött deráziós völgy lejtős oldalain képződtek ki. A bánya nagyjából négyszög alakú és így meg lehet figyelni az ékek térbeli átlós helyzetét is. Az ábrán látható formák egymást keresztező ékhálózat ferde metszetét szemléltetik, a 16. kép pedig keresztmetszetet mutat. E hatalmas fagyékek homokkal töltődtek ki, melyen később kovárványos barna erdei talaj képződött. A fagyékek homoktöltelékében kovárványok jól megfigyelhetők.

5. Feltételezhető a formák alapján még egy kisebb poligon és fagyék képző periódus, de ezek a formák eléggé összeolvadnak a korábbiakkal, néhol azonban a nagy fagyékek homoktöltelékébe is behatolnak. Záróakkordként a feltárás barna erdőtalajának zónájában a szoliflukciós kavicskövezet (Steinpflaster) is kiképződött.

Előre utalásként megközelítően értékelve a folyamatok időrendi sorrendjét, annyit feltételeesen mondhatunk, hogy a 100 m-nél is szélesebb nagy deráziós völgy kimélyülése és részleges kitöltődése a Riss glaciális előtt mehett végbe. S a többi fagyforma a Riss és a Würm glaciális váltakozó klímafázisai során képződhetett.

A Kemeneshát É-i harmadán *Ostffyasszonyfa községben* szintén deráziós völgyoldalon feltárásában fordulnak elő a „*kavicsgyűrűs óriás poligonok*”, melyek keresztmetszetben 3–4 m-es hordóformát alkotnak (22. ábra, 17. kép). E formákat valószínűleg deformálódott jégékek hálózata övezte körül.

A feltárás a templommal szemben kifutó utca egyik házának udvarában volt található.

A deráziós völgy a vasvárihoz hasonló módon alakult ki és töltődött ki részlegesen. Csak itt úgy látszik, mintha a deráziós völgy kimélyítésében maguk az óriás poligonok is részt vettek volna. A vöröstalaj képződés emlékei itt is megfigyelhetők. Az óriás poligonok a vöröstalaj egyes foszlányait már magukba dolgozták be. A Kemenesháton itt a vörösayag képződés, tehát idősebb a deráziós völgy és az óriás poligonok képződésénél.

A nagy poligonok fölött kisebb fagyékek, „rogyott fagyékek” települtek meg, valószínűleg egy későbbi fázisban.

A feltárás jobb oldali részében határozottan kivehető, hogy a nagy poligonok és a kisebb fagyékek és zsákok képződését követően újabb deráziós völgyképződés következett már a nagy deráziós völgyön belül. Ennek a fiatalabb völgynek az alapzatát is kavicsflaszter bélelte ki.

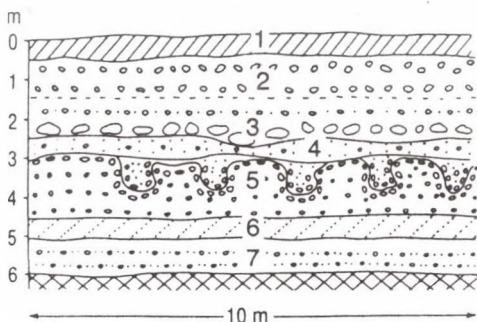


A Kemeneshát kavicstakarójában gyakori jelenségek a mindig bizonyos mértani hálózat mentén haladó *elszíneződött kavicserek* (18. kép). A képen kirajzolódó feltűnően világos és bizonyos geometriai szabályszerűségű erek egymást közel derékszögben metsző redukciós felületek. Nem a gyökerek mentén futnak, hanem térben folytatódó felületet alkotnak. Gyakran a növények, fák gyökerei valóban ezek hálózatában helyezkednek el, kialakulásukat mégsem a gyökérhálózatnak köszönhetik. Véleményem szerint jéggel kitöltött repedések voltak, s ezek a jégfelületek a kavicsok vörösré színeződése után képződtek. Erre utal a vonalak geometrikus futása is. A függőleges erek agyagos, löszös üledékekben is megfigyelhetők, ahol mésszel vagy fosszilis talajjal töltődtek ki (ld. még Második fejezet I. 5. b.).

Az idősebb kavicstakarókra, hordalékkúpokra jellemző összetett krioturbációs és szoliflukciós jelenségek és az általuk kialakított deráziós völgyek ismeretesek a Rábántúli-kavicstakaró idősebb szintjéről (19. kép), a Parndorfi-fennsíkról, a Győr–tatai teraszszítek kavicsfeltárásaiból (23., 24. ábra).

A *billegei kavicsokban* (20., 21., 22. kép) előforduló rétegdeformációk azonban nem krioturbációs jelenségeknek bizonyultak.

A *magasabb helyzetű kavicsteraszkok és hordalékkúpok mélyebb szintjeiben előforduló „belső krioturbáció”* valóságának – szingenetikus voltának – értékelésénél elővigyázatosnak kell lenni. Ha ugyanis a feltárás teraszperemi helyzetben vagy deráziós völgyoldalban, általában jól kifejezett lejtős oldalon van, előfordulhat, hogy a kavicsfeltárás egész rétegsora szoliflukciósan áttelepített másodlagos helyzetben fekszik. Ezt a körülményt azonban kellő gyakorlattal, főként a kavicsok rozsdabarna agyagos–vályogos bekérgeződéséről, a feltárás egészében a kavicsszemek mozaikszerű – orientált – elrendezéséről könnyen felismerhetjük.



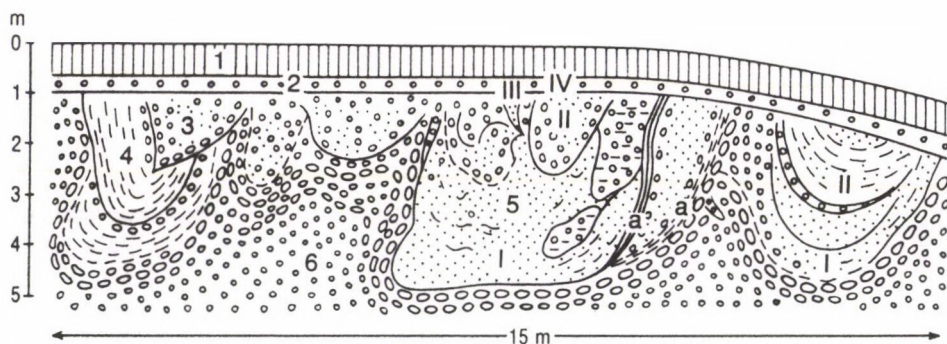
23. ábra. „Fedett krioturbáció” dunai hordalékkúpon, a Kisalföldön (Banai-hegy)

1 = mezősegi talaj; 2 = durva kavics kevés homokkal, az egyes kavicsszemek mozaikszerű elrendeződésben, karbonát kéreggel bevonva; 3 = durvaszemű kavics, diszkordánsan telepszik az alatta lévő homokra (a kavicsok között 20–30 cm Ø diszkosz alakú kavics is előfordul); 4 = aprószemű homok, elszórtan apró kavicsokkal;

5 = fedett krioturbáció, kavicsba mélyedő poligonok; 6 = folyami homok; 7 = homokos aprókavics

A magasabb, ill. idősebb hordalékkúpon gyakori továbbá a krioturbációs és szoliflukciós–deráziós folyamatokkal több ütemben kialakult *széles-tágas deráziós völgyek* jelenléte, míg az alacsonyabb teraszokon egyszerűbb, kisebb deráziós völgyecsék, ún. *dellék* fordulnak elő. Ezek fejlődéséről és típusáról a későbbi fejezetekben lesz szó.

Egyes magas fekvésű, ma már csak foltokban megmaradt kavicstakarók és hordalékkúp-foszlányok kavicsanyaga több eróziós–deráziós és szoliflukciós fázison keresztül az alacsonyabb szintek felé vándorolt, áttelepült. Ilyen áthalmozódott *szoliflukciós kavicstakarót* a Csereshátban, Cserhátban és a Bakony–Vértes É-i előterében levő jól tagolt deráziós dombságok területén találhatunk. Az ilyen módon áttelepített idős kavicsanyag fiatalabb fekvésben természetesen egyszerűbb krioturbációs forma-együttest mutat. Az eredeti szigetszerű magasabb szintek viszont



24. ábra. Több generációs periglaciális talajfagy jelenségek. Győr-sashegy-pusztai kavicsgödör, a kisalföldi Duna idősebb hordalékkúp teraszán

I = idősebb, nagyformájú homokkal kitöltött poligon, orientált kavics burokbán; II = kisebb jégék, gyűrűs poligonok mélyülnek a nagyobbakba; III = fiatalabb generáció homokkal kitöltve; IV = szoliflukciós és fagyemeléssel kavicsmező; 1 = csernozjom talaj; 2 = szoliflukciós kavicsmező; 3 = jégéket kitöltő kavics; 4 = meszes-karbonátos homok, a poligon finom magja; 5 = kovárványos homoktöltelék a nagy poligonokban; 6 = a fagyjelenségektől zavart terasz-kavics. Az idős generációjú poligonok határfelületét vörös (agyag) színű talajfoszlányok (a) burkolják. Az újabb bányászkodás során a 6. kavicsréteg alatt a delta rétegződésű „gyöngy-kavics” is feltárult, hasonlóképpen a Bana és Bábolna környéki terasztanúhegyek feltárásaihoz

gyakran annyira lekoptak, hogy róluk az idősebb fagyformacsoportok szintén hiányozhatnak.

A Cserehát központi részén, ahol a legmagasabb tetőket (300 m) vastag kavicsstakaró fedi ott az alacsonyabb szinteket és a teraszokat beborító néhány m vastag löszszerű vályog kavicssal van összegyűrve, de nem csak a szintek, hanem az eróziós és deráziós völgyoldalak, lejtők hordalékanyagában is sokfelé erősen feldúsult a kavics. Az ilyen eredetű elszórt kavicssal sűrűn borított, gyakran hosszan elnyúló deráziós hátakat némelykor, behatódó vizsgálat nélkül nehéz elkülöníteni a valódi hordalékkúpoktól, ill. teraszoktól. A dombságok és hegyláb előterek kavicssal tűzdelt vályogos, agyagos üledékeinek talajfagyjelenségeibe vezetnek át, ill. a szoli-flukciós lejtős letarolódás és felhalmozódás folyamatába tartoznak a krioplanáció és equiplanáció. (Második fejezet II. és 6. jegyzet)

## B) Fosszilis talajfagy jelenségek sík és enyhe lejtőjű homokfelszíneken

A kriopedológiában a homok mint a legkevésbé fagyveszélyes kőzet (7. jegyzet) szerepel. Ha azonban a homok felszínén agyagbemosódásos barna erdei talaj, kovárványos barna erdei talaj, vagy vörösbarna erdei talaj alakult ki, akkor a talajok „B” szintjében felhalmozódhat olyan mennyiségű agyagos frakció, amelynek hatására a homokos talaj fagyveszélyessé válhat és szoliflukciós halmazállapotba mehet át (8. jegyzet). A hazai homoktérképeken eddig megismert talajfagyformák rendszerint enyhe lejtőkön fordulnak elő. Ebből úgy látszik, arra következtethetünk, hogy vályogos homokon a krioturbációs-szoliflukciós anyag mozgása általában enyhe lejtős oldalakhoz kapcsolódik. E kérdés eldöntéséhez azonban még további pontos megfigyelésekre, adatgyűjtésre lesz szükség.

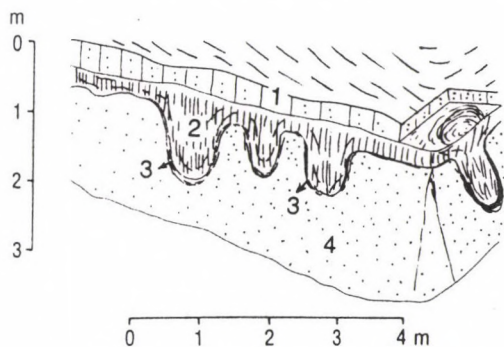


a) A „vályogos homokzsáktalajok” egyik típusa a Dunántúli-középhegység hegy-lábait környező enyhe lejtőjű homokfelszíneken alakult ki. Az 1–1,5 m mély, 80–100 cm átmérőjű fordított méhkas formájú zsákok vörösbarna erdei talaj „B” szintjének homokos vályog anyagával töltődtek ki (25a. és b. ábra, 23., 24. kép).

Az ábrán és képen bemutatott típusok a lejtők alján jelennek meg. A lejtő kissé meredekebb felső részén – a jelenlegi kissé humuszos talajtakaró alatt – vörösbarna fosszilis talaj „B” szintjének vályogos homok anyaga vékonyabb–vastagabb lepényszerű foszlányokban húzódik a lejtőn lefelé. Az ásványi talaj felé a felülete fodrozott vagy gyengén hullámos. A lejtő enyhülésével a vörösbarna vályogos homok egyre vastagodik, míg a lejtő aljában zsákokat képezve a homokos ásványi talajba mélyül. A vörösbarna

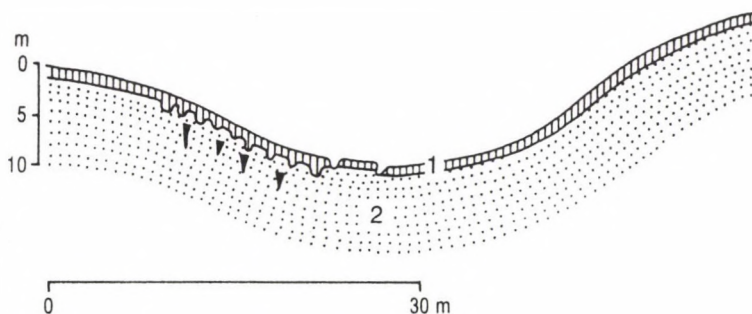
vályogos homokzsákokat agyagos mészmálladék hártya helyenként élesen elkülöníti a környező homoktól (25. ábra). Általában a vörösbarna zsákos vályogos homok alatt erős karbonát felhalmozódásos jelenség figyelhető meg.

A lejtő oldalát felépítő homok, amelybe a zsákok betüremlenek, gömbhéjasan rétegzett, a lejtővel azonos szögben dűlő finomabb–durvább rétegekből áll. A homokrég-lapocskák között 10–20 centiméterenként az alaphegységből származó pár cm vastag dolomit-törmelék zsinórok húzódnak. A dolomit-törmelék egyáltalán nem görgetett s a homokkal együtt lejtős–deráziós folyamattal halmozódott fel a lejtő oldalában (25b.



25a. ábra. „Vályogos homokzsáktalaj” típusa lejtőn. Pilisvörösvári-árok (l. még 23. kép).

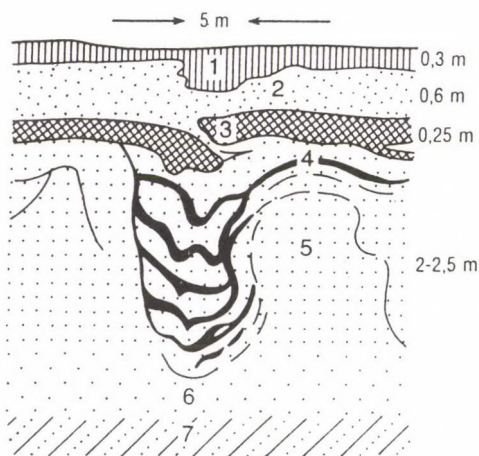
1 = barna erdei talaj; 2 = vörösbarna vályog; 3 = meszes agyaglepény; 4 = sárga homok, meszes zónákkal



25b. ábra. Delle lejtőjén vályogos homokzsáktalajok. Pilisvörösvári műút menti delle

1 = vörösbarna homokos erdei talaj, melynek aljából türemlenek ki a vályogos homokzsákok (foltos tundra maradvány formái?); \* 2 = a lejtővel párhuzamosan rétegzett finomszemű homok, közbe-közbe dolomit murva réteglapocskák tagolják. A függőleges ékek meszes felhalmozódások.

\*Újabb megfigyelések szerint fatörzsek menti kovárványos talajképződéssel kapcsolatos jelenség is lehet (vagyis lehet posztglaciális, pszeudoperiglaciális jelenség is) (l. még a 26., 27. ábrákat és a 23–28. képeket is)



26. ábra. „Kovárványos homokzsáktalaj”. Somogyi-dombság, Sávolgy község határa (l. 27. kép)

1 = kovárványos barna erdei talaj „A<sub>1</sub>” szintje; 2 = szürkésfehér durva homok, a talaj „A<sub>2</sub>” szintje; 3 = kovárványos barna erdei talaj „B” szintje; 4 = barnászörs vasas homok kovárvány (vályogszalag); 5 = arany-sárga homok „kovárvány szalagokkal”; 6 = világossárga homok; 7 = ráteguett, murvaeres homok

mokos vályog lepényei burkolják (28. kép). A zsák belsejének töltékanyaga arany-sárga színű homok, melyet kovárványok sűrűn tagolnak. A zsákok nyílása fölött még néhány fodrozott kovárványszalag húzódik, nagyjából vízszintesen. Majd a felszín közelében 50–60 cm, de néha 80–100 cm vastag homokos kovárványos lessivée-talaj szürke A<sub>2</sub> szintje, a fölött pedig vékony, enyhén humuszos A<sub>1</sub> talajszint következik. A kovárványos homokzsákok átmérője 1–1,5 m, egymástól való távolságuk pedig 1–2 m. Az eddigi előfordulások vízenyős laposok vagy a felszínbe enyhén bemélyedő lapos völgyek mentéről ismeretesek.

E képződmények periglaciális kori kialakulása még vitatott, bár formája és szerkezete a vályogos homokzsákok típusához hasonló eredetre utal. Véleményem szerint a fosszilis foltostundra formatípussal lehetne leginkább kapcsolatba hozni a mi kovárványos homokzsákjainkat. MARUSZCZAK (1959) Lengyelországból írt le ehhez hasonló formákat, azok egykori geneziséét a jelenkori foltos tundrával veszi azonosíthatónak. A foltos tundra kialakulása a tundraöv D-i határain jellemző. GRIGORJEV Subarktikumának szubboreális övezete ez, ahol a foltos tundra sík, vagy kidomborodó, el nem mocsarasodott, erdő-borította térszíneken alakul ki, podzolos talajfoltok kíséretében (GRIGORJEV: Subarktika 1946). Mindenesetre a kérdés eldöntése további vizsgálatot igényel.

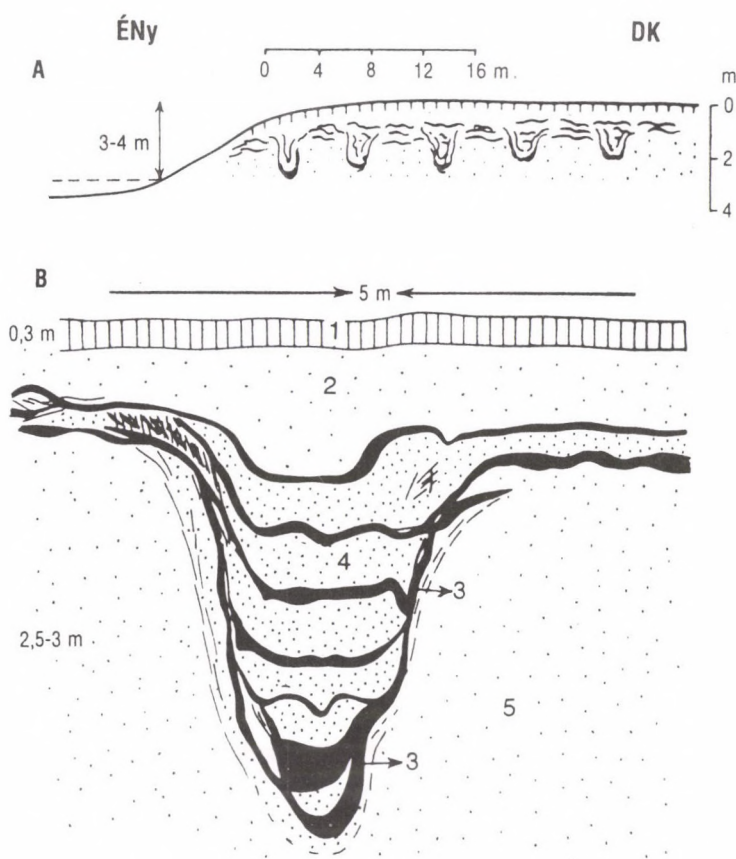
c) A Duna–Tisza köze D-i részéről az idősebb futóhomok felszínének feltárásaiból néhány helyen *mésszel kitöltött fagyékek, fagyerek* váltak ismeretessé. A 28. ábrán a bajai műút új feltárásaiban 70–80 cm vastag vörösbarna erdei talaj alatti mészfelhalmozódásos szintből kiindulva a homokba 80–120 cm mélyre beréselések – nem csupán növényzet gyökerei mentén – ágaznak ki. A mésszel kitöltött keskeny repedések felületet képeznek.

ábra). Az ilyen szerkezetű lejtős üledékeket a francia irodalom „grèzes litées” névvel jelöli.

b) A homokzsáktalajok másik típusa az ún. „kovárványos homokzsák”. Alakra nézve hasonlít az előző típushoz. Legjellegzetesebb formában a Dunántúli-dombság (Somogy, Zala) lapos felszínű homokhátainak lejtős peremein fordulnak elő (MAROSI-SZILÁRD 1957). De megtalálhatók az Északi-középhegység D-i e-lőtere homokos hordalékkúpján is. E területek talajtípusa agyagbemosódásos, kovárványos barna erdei talaj (STEFANOVITS P. 1959a), mely mésztelen homokon képződött. A tiszazugi homokban levő kovárványos talajok kialakulása azonban nem magyarázható meg a mai klimatikus viszonyokkal. Az ottani kovárványos talajtípus csak fosszilis lehet.

Belső-Somogy homokterületein a zsákos bemélyedések 1,5–2 m mélyre hatolnak le (26., 27. ábra, 25., 26., 27., 28. kép). A zsákok zárt sokszög alakú oldalait a kovárványszalagok vörösbarna ho-

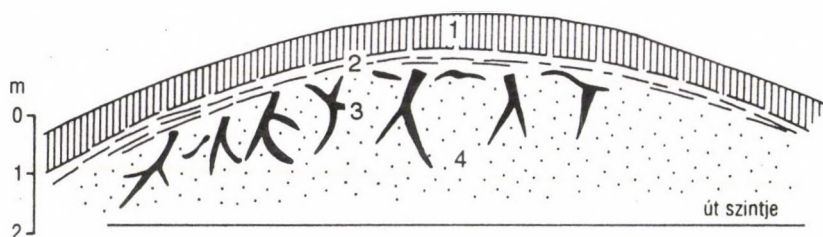




27. ábra. A „kovárványos homokzsáktalaj” sík felszínén. Somogyi-dombság, Marcalitól K-re (l. még 28. kép)  
 A = topográfiai helyzet; B = a talajképződmény vázlatos szelvénye: 1 = a kovárványos barna erdei talaj „A<sub>1</sub>” szintje, szürke homok, gyengén humuszos; 2 = szürke mésztelen homok „A<sub>2</sub>” talajszint; 3 = vasas, sötétbarna homokos vályogszalagok, a talaj „B” szintje (kovárványok); 4 = sárgásbarna, helyenként rozsdafoltos kovárványos középszemű homok; 5 = sárgásszürke homok

A Duna–Tisza közti hátság periglaciális fagyjelenségei újabb felülvizsgálatának még nagyon a kezdetén vagyunk. A megfigyeléseket nehezíti az, hogy a feltárások rendszerint sekélyek, s a pleisztocén üledékeket nagy területeken holocén futóhomok borítja.

d) A Duna–Tisza köze morfológiai formáinak újabb elemzése során főként a Kecskemét–Lajosmizse között sorakozó *kisebb kerekded és ovális mélyedések* korábbi genetikai magyarázata tűnik problematikusnak. E formák 3–6 m mélyek és 30–50–100 m hosszú, ÉNy–DK-i irányú pásztákba sorakoznak homokos lösszel borított homokbucka vonulatok között. Az *elszórt kis medencékben gyakran még ma is szikes tavak csillognak*, az elrendeződés irányában található nagyobb alakú kismedencék több kisebb összeolva-



28. ábra. Futóhomokbucka metszetében karbonáttal kitöltött földékek, fagyékek Bátmonostortól É-ra  
(Bács megye)

1 = mezősi talaj; 2 = mészfelhalmozódásos szint; 3 = mésszel kitöltött fagyékek, repedések; 4 = futóhomok, helyenként rozsdabarna eltemetett erdőtalaj maradványokkal

dásából keletkezettek. A formájuk és elhelyezkedésük alapján pusztán deflációs kimélyítéssel magyarázni ezek kialakulását ugyanis nem lehet, mint általában eddig szokás volt. Újabban LÁNG S. (1960) is elvetette az ezek keletkezésére vonatkozó deflációs magyarázatot és kialakulásukat a löszkarsztosodásával hozta összefüggésbe. Azonban a környék alapzatát képező futóhomokon a lösztakaró vékony, 1,5–2,5 m vastag, csupán homokos löszköpenyként burkolja be azt. Részletesebb elemzések nélkül ugyan, de a jelenkori periglaciális zóna futóhomokterületeiről vett analógia alapján a szóban forgó kis mélyedések az utolsó glaciális kori *termokarsztok formamaradványai is lehetnek* (9. jegyzet).

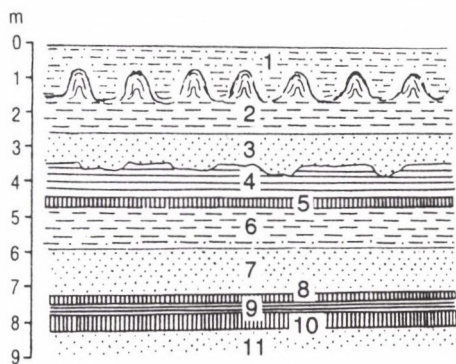
### C) Sík, illetve enyhe lejtőű agyag-, homokos agyag felszínek talajfagy jelenségei

#### 1. Agyagos kőzetek felfagyásformái

Síksági felszínekre települt téglagyárak, vályogvetők és útbevágások agyag, homokos agyag feltárásaiban gyakran lehetünk tanúi az olyan periglaciális jelenségeknek, ahol a fagyhatásra deformálódott felső agyagos, homokos–agyagos rétegek horizontális elmozdulást nem mutatnak. Azonban az agyagosabb réteg felső részéből agyagdudorok nyomulnak be a fedő nagyobb pórustérfogatú, lazább szerkezetű rétegébe, ill. a homokos–agyagos rétegek kaotikus gyüredezést mutatnak. E jelenséget általában az agyagréteg felfagyásával hozzuk kapcsolatba (29–32. ábra).

a) Az *agyagfelszínek felfagyásának legegyszerűbb típusát* a békéscsabai téglagyár egyik fejtőjéből szemléltetjük (29. ábra). A felszín legfelső rétege laza szerkezetű iszapos homok, ebbe az alatta fekvő öntéssiszapréteg felső részéből 50–70 cm magas, 30–50 cm átmérőjű köcsög formájú dudorok türemlenek fel. Hasonló jelenség ismétlődik meg a 3 és





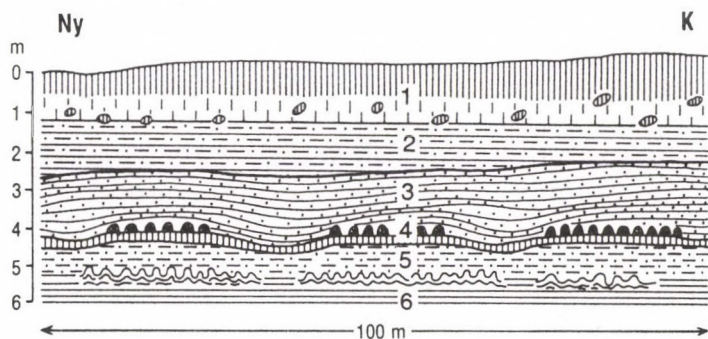
29. ábra. Fagyhatásra keletkezett intruziók dudorok öntésiszapban. Békéscsabai téglagyár (I. sz. telep, 1960)

1 = iszapos homok, finom homok, benne szabályosan ismétlődő agyagbetüremlések, agyagdudorok; 2 = fakósárga, helyenként rozsdafoltos agyag, vízi és szárazföldi csigákkal; 3 = folyóvízi finom homok; 4 = szürkessárga öntésagyag; 5 = rozsdafoltos, lilásfekete réti, mocsári agyagtalaj; 6 = szürkessárga agyag, lefelé egyre homokosabb agyag; 7 = folyóvízi finom homok; 8 = rozsdafoltos barna eltemetett ártéri vályogtalaj; 9 = sötétkék mocsári agyag; 10 = szurokfekete réti, lápi agyagtalaj, sok növénymaradvánnyal; 11 = kék színű finomhomok, helyenként kottus-tőzegetes növénymaradványos lápi képződmény

4 m közötti rétegekben, ahol az alsó öntésagyag-réteg dudorodik fel enyhén a felette levő öntéshomokba.

A békéscsabai típusú lényegében megegyező formát találtunk a hódmezővásárhelyi II. sz. téglagyár feltárásában a felszín alatt 5–6 m mélyen (30. ábra, 29–30. kép). Azonban a helyzet itt nem annyira egyszerű. Itt ugyanis a köcsög és fazék alakú agyagdudorok 6 m-rel a felszín alatt türemlekednek be a fölül lévő iszapos finom homokba. Ilyen mélységből hazánkban máshonnan ez a fagyjelenség eddig még nem ismert.

A probléma felvetéséhez ki kell térnünk az agyagos üledékek fagyhatásra történő deformációjára. E típus kialakulásának közettani előfeltétele, hogy kis hézagterfogatú agyagos, ill. nagyobb hézagterfogatú homokos rétegek települjenek egymásra olyan mélységig, ameddig a regeláció (fagyás–olvadás) lehatol. Ha a téli fagy behatolásának mértékét a nyári



30. ábra. Ártéri löszös iszap, feltehetően fagydeformált. Hódmezővásárhelyi Téglagyár Vállalat II. sz. telepe (l. 30. kép).

1 = jelenlegi csernozjom talaj alsó részében krotovinás mészfelhalmozódásos fakósárga löszszerű vályog („A–C” és „C” horizont); 2 = vízszintes településű, enyhe apró hullámokkal tagolt ártéri homokos agyag, iszap és agyagrétegek sűrűn váltakozó rétegösszlete (lösziszapos öntésföld); 3–4 = 10–25 m hosszú lapos hullámokkal – hidrolakkolit nyom maradványokkal? – ritmusosan tagolt homokos agyag és rozsdás vörösbarna eltemetett ártéri talaj (4) sok vízi és szárazföldi csigahéjjal, a talaj felső részében köcsögszerű agyagdudorok sorakoznak; 5 = iszapos finomhomok; 6 = kékesszürke agyag 40–60 cm magas köcsögszerű betüremlésekkel a felette levő iszapos finomhomokba (agyagdudorok)

felengedés mélysége nem éri el, akkor – állandóan fagyott talaj (*merzlota*) feltételezése nélkül is – visszamarad egy szilárd, kevésbé plasztikus, vizet át nem eresztő fagyott földréteg (*talik*). Akár ilyen helyzetet, akár állandóan fagyott réteget véve alapul, a téli újrafagyás megindulásával a felső fagyott réteg egyre mélyebbre hatol be a lágy talajba (*molisol*), eközben erős nyomást is gyakorol rá.

A lágytalaj két fagyott réteg nyomása alatt áll, amikor a fagyás eléri az agyagréteget. Az agyag fagyása során sokkal több vizet von magához ozmózis útján környezetéből (10. jegyzet), mint pl. a homok, ezért a fagyáskor jelentősen megduzzad és a legkisebb ellenállás irányába terjeszkedik. A lefelé való terjedésében az állandóan fagyott talaj megakadályozza. A felső fagyott réteg fagyási frontján viszont egyenlőtlen a fagy lehatolása és a nyomás következtében túlhűtött vízzel telt, meg nem fagyott rétegzóna is marad. Ilyen esetben a fagyásban lévő agyagréteg felső részéről megduzzadó részek beletüremlenek a nyomás alatt túlhűtött vízzel telt, meg nem fagyott zónába.

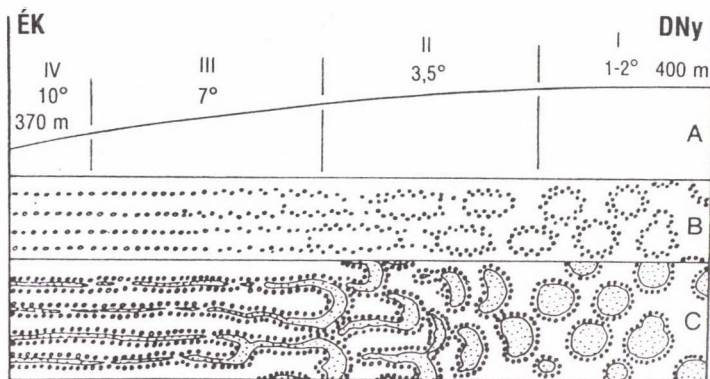
A magam részéről azonban elképzelhetőnek tartok ezzel ellenkező irányba ható folyamatot is. Nevezetesen, ha nyáron a felengedés az agyagrétegreig hatol le, előállhat az a helyzet, hogy az agyagréteg felszíne az állandóan fagyott talaj hűtő-fagyasztó hatására az olvadt talajból való vízfelvétel nyomán megduzzad és benyomul a felette lévő lágytalajba. A sajátos az, hogy e típusnál az agyagréteg egésze nem deformálódik, csak a felső részéből, általában szabályos távolságokban és egyenlő magasságban türemlenek ki a köcsög formájú dudorok. Az eddigi ismeretek szerint az elfedett agyagdudorok a regelációs zónában képződtek. De ebben az esetben a hódmezővásárhelyi II. sz. téglagyár fejtőjében 6 m mélyen levő formák nagyon vastag, 6 m-es regelációs zónára utalnának.

Ilyen mélységre lehatoló regeláció az utolsó glaciális végéről nem ismeretes. Valószínűbb az, hogy e formák képződése után még folyóvízi öntés ráakodással is kell számolnunk. Tehát a köcsögszerű feldudorodások egy korábbi felszínhez igazodva alakultak ki sekélyebb regelációs zónában.

b) A másik problémát e feltárásban a *finoman rétegzett öntéssiszapban azok a 10–20 m-es távközökben megismétlődő sinusgörbeszerű bemélyülések* okozzák, amelyek a feltárás kb. 120 m hosszú falában négyyszer megismétlődnek. Eleinte arra gondoltam, hogy eltemetett meanderek metszetei. Fél évvel később újra megvizsgáltam a feltárást, szelvényt rajzoltam és lefényképeztem. Ezek alapján megállapítható volt, hogy miközben a fejtés fala mintegy 6–7 m-t hátrált, egyes bemélyedések alakzatai tágultak, ill. összeszűkültek, egy teljesen eltűnt, a középen pedig egy újabb került napvilágra. Pontos mérésre lenne szükség ahhoz, hogy az alakváltozásokból a formák térbeli helyzetére megnyugtatóan következtethessünk. *Megfigyeléseim azonban arra utalnak, hogy a szóban forgó félköríves bemélyedések gömbszeletszerű negatív formák metszetei.* Ezek nem fagyhatásra kialakult rétegdeformációk és nem is feltöltött meanderek keresztszelvényei. Kitöltődött meanderekről már azért sem lehet szó, mert egyes jól követhető iszap- vagy agyagkötegek törés nélkül végigfutnak mind a „hullámvölgyön”, mind pedig a köztük levő „hullámhegyen”. Ha az ártéri lerakódás ilyen egyenetlen felszínen történt volna, lencseszerű kiékelődéseket kellene látnunk. A fagyhatásra történt rétegdeformálódás ellen pedig az szól, hogy bár nagyon sok 0,5–2 cm-es vastagságú vékony réteg szemnagysága különböző, iszap, agyag és finom homok, mégis *e vékony rétegek egymáshoz viszonyítva azonos módon hullámosak, egy köteggént viselkednek.*

Úgy vélem, a hódmezővásárhelyi II. sz., de az I. sz. téglagyár feltárásában is megfigyelhető ártéri öntésanyag hullámos deformációját az utolsó glaciális során a magyar Alföldön is kifejlődött *kriolakkolitoknak* lehet tulajdonítani (11., 12., 13., 14. jegyzet).

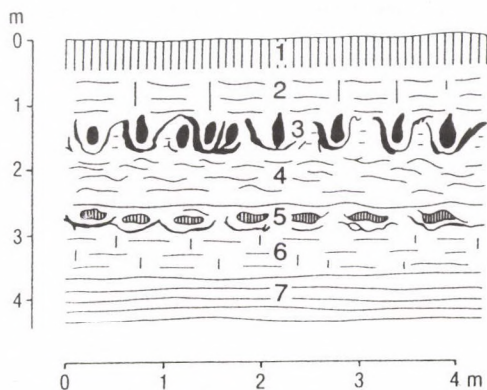




31. ábra. A poligonális köves talajok deformálódása a lejtőszög növekedésével (J. BÜDEL [1960] szerint)

Ha a lejtő 3,5°-nál nagyobb, a poligonok alakzata eleinte deformálódik, majd erősebb (7–10°) lejtőszög esetében sávós barázdahantós talajjává (Streifenboden) alakul át

c) Gyakorlatilag sík felületeken vagy egészen enyhe lejtésű félsíkokon ismételten előfordul – főként pannóniai agyagok, agyagos homokok felszínén – *tarajosan fodrozott gyüredezettségű agyag*. Különösen olyan esetben rajzolódik ki élesen, ha az agyagos üledék sűrűn rétegzett vagy elszíneződött (31., 32., 33. kép). A tarajos fodrok szabálytalan távolságokban vannak egymástól, enyhe lejtőn megdőlést is mutathatnak.



32. ábra. „Csepptalaj”, feltehetően krioturbációs jelenség. Atkár, a Mátra-hegység D-i előtere

1 = mezősegi talaj (csernozjom); 2 = meszes karbonátkiválásos agyag; 3 = tarka pannóniai agyag és meszes burokba ágyazott ökölnyi–diónyi vörösgyag gumók, „cseppek”; 4 = tarka agyag; 5 = zöldszínű agyagban mészgumók és meszes–karbonátos fészkek; 6 = repedezett pannóniai agyag; 7 = pannóniai agyag

Ha a felszín közeli agyagréteglap az enyhe lejtő irányába elmozdulást is végez, agyag *girlandok* alakulnak ki. Ezek lapos párnaszerű felpúposodásokat képeznek a lejtőre merőleges irányban. Ez a talajfagyforma már az enyhe lejtőű agyagos kőzeteken kialakult mintázott talajok csoportjába sorolható (31. ábra).

d) 1–2 m mélységtől kezdve a tarajos fodrok egyre szelídebbek lesznek, majd hosszan elnyúló hullámokba mennek át. Ez utóbbiak átmeneti formák a mélyebb szintű (3–5 m-re a felszín alatt) hullámos *rétegreformáció* felé (34–36. kép).

A jól rétegzett pannóniai agyag, homokos agyag feltárásokban elég gyakori jelenség a felszín alatt néhány (2–5 m) mélyen a *rétegek lapos hullámú deformációja* (34–36. kép). Ha a feltárás nem elég terjedelmes, megtévesztő mó-

don tektonikus eredetű rétegdőlésnek vagy éppen gyűrődésnek minősíthetnénk. Ha azonban a feltárás elég terjedelmes, alaposabb megfigyelés után megállapítható, hogy a *hullámozottság 5–6 m mélységben megszűnik és a rétegek ilyen jellegű zavartsága lefelé tovább nem folytatódik*. Megfigyeléseim szerint ez a jelenség már az állandóan fagyott talaj legfelső zónájában vagy annak határán alakult ki (14. jegyzet), sík térszínen vagy enyhe lejtőkön egyaránt.

## 2. Enyhe lejtőjű agyagos kőzetek fagymintázta szerkezeti talajai

E talajtípusok elemzésénél gyakran kétségben maradtunk afelől, hogy vajon eredetileg is enyhe lejtőn, lankás domboldalon vagy egy korábbi domborzat sík felszínén alakultak-e ki pl. a ma lejtős helyzetben levő agyagpoligonok. A lejtőszögek ugyanis, mint később látni fogjuk (Második fejezet 11–12.), a szoliflukciós letarolás és üledékfelhalmozódás következtében a glaciálisokon belül is megváltoztak, a lejtők a krioplanációs folyamat hatására enyhültebb formát vettek fel.

Több kutatónak az a véleménye, hogy enyhe, 2,5°-os lejtőkön a poligonok formája még megmarad, de CAILLEUX szerint 2,5–7,5°-os lejtőkön a poligonok megnyúlnak és „sávós, barázdás talajoknak” adják át helyüket (31. ábra). Sík helyzetű felszínen eddig agyagpoligonok emlékeire nem bukkantunk.

Az enyhe, 1–2,5°-os lejtőkön is kialakulhatnak poligonok, ha azonban a lejtő ennél kissé meredekebbé válik, akkor megnyúlnak, a lejtő tengelyével párhuzamosan sávolt, hosszanti, barázdahant formájúvá alakulnak át (Streifenboden). Keresztmetszetben gyakran ez a típus is a poligon metszetéhez hasonlít.

A lejtő erősödésével a poligonok először csak a lejtő irányába ovális alakúvá nyúlnak, majd ha a lejtő tovább erősödik, a poligon lejtővel párhuzamosan futó oldalai annyira megnyúlnak, hogy azok lejtőmenetben sávós barázdahantokat alkotnak. A poligonnak azok az oldalai, amelyek a lejtő futására merőlegesek vagy azzal ferde szöget zártak be, megszűntek. Ez azért következett be, mert a poligon lapok menti repedésbe a felszínen megolvadó talajsár befolyik, azt kitölti, a lejtővel párhuzamosan futó poligon repedések pedig összeszakadnak (bővebben ld. Első fejezet II. 3.).

Ha a lejtő erőteljesebb és füves növényzet van, akkor alakulnak ki a *fűzéres talajok, girlandok*, melyek a lejtőre merőlegesen helyezkednek el.

a) A hazai agyagtérszínnek fosszilis fagyformái közül a csepregi és a szombathelyi téglagyár felső szintjeiben levő poligonokat sorolhatjuk az *enyhe lejtőjű poligonok* csoportjába (37. kép, 8. ábra). Az előbbi helyen a formák azért maradtak meg, mert később szoliflukciós vályoggal temetődtek be.

b) A *sávosan barázdált talajok* (Streifenboden, Sol a festons) formatípusára is találtunk szép példát vörösgyagban (38. kép). A Kurd-belecskai útfeltárás merőleges a lejtős dombhátra, tehát a képen levő fosszilis formák a lejtés irányára merőleges metszetben tárulnak fel. Az egyes agyaghurkákat (2a) a barázdából bajuszszerűen szétágazó



homok burkolja közbe (3). Hasonló képződményeknek kell tartanunk a kerecsendi feltárás kévészerű vályogzsákjait is (8. ábra, 37. kép).

c) Agyag rétegeken és vályogos talajokban gyakran figyelhetünk meg 50–60 cm mélyre behatoló apró *földékeket*, melyek a fésű fogaihoz hasonlóan függenek sűrűn egymás mellett. A feltárásokban mutatkozó ilyen rajzolatokról STEFANOVITS P. nyomán *fésűs talaj*nak nevezhetjük (39. kép, 8. ábra). Leggyakrabban a Mátra és a Bükk előterében uralkodó barnásfekete mezősegi dinamikájú fosszilis barna erdőtalajok vályogjaiban figyelhetjük meg. A sötét színű, kb. félméteres ékek a fosszilis talaj alsó részéből az alatta fekvő világos szürkésfehér, erősen meszes felhalmozódású homokos vályogba, homokos agyagba mélyülnek be. A fésűs talajok előfordulnak az Alföld D-i részén a solti Tételhalmon, sőt még délebbre, a Román-alföldön Giurgiutól É-ra is megfigyeltem. Az utóbbi két feltárásban barnászörös agyagból nyúltak le a fésűszerű fogak az alatta fekvő mészfelhalmozódású agyagba. K. KAISER szerint ezek kiszáradási repedések is lehetnek.

d) Sokkal mélyebbre hatolnak be a vályogos, agyagos kőzetekbe a felszínre általában merőleges „*fagyrepedések*”, melyek 2,5–3, esetleg 4 m mélyre is lehatolnak és vastagságuk 2–3 cm. A réseket kitöltő anyag legtöbbször mész, a karbonátos–meszes kitöltés a fosszilis csernozjom jellegű talajok karbonát-felhalmozódásos zónájából indul ki (40. kép). Ha a fosszilis talaj agyagbemosódásos barna erdei talaj volt, mint pl. a Somogyi–Zalai-dombság területén, akkor a fagyrepedések töltelékanyaga az agyagbemosódásos barna erdei talaj „B” szintjéből származik. Ez utóbbi esetben a repedések ritkábbak, négyszög vagy sokszög alakúak, míg a karbonátos mésszel kitöltött repedések sűrűbben helyezkednek el egymás mellett. A 40. képen a dolomitos mésszel kitöltött fagyrepedések 1–3 cm vastagok, de több repedésnek nem a keresztmetszete, hanem a hasadék lapjai látszanak. Felső részük lejtős szakaszokon utólagos szoliflukció hatására elvonszolódott. Miután a 2–3 m mélyre hatoló keskeny, sokszög hálózatu repedések a felső talaj mész, ill. agyagfrakcióban dús és tápsókban gazdag anyagával kitöltődtek, az altalaj termőképessége is jelentősen gazdagodott.

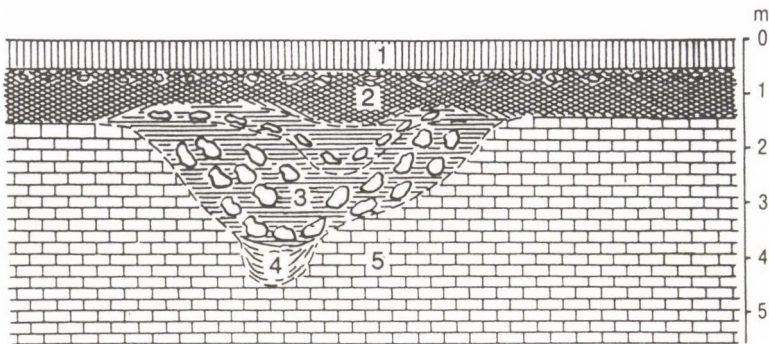
e) *Erősen deformálódott fagyékek képződtek* ki a homokos agyag, homokos vályog és homokos–törmelékes rétegekből felépített lejtők kolluviális üledékeiben. Gyakran utólagosan elvonszolódást is szenvedtek eközben, részekre szakadoztak.

Hazánkban az erősebb agyag, vályog lejtőkön már a *szoliflukciós lejtőletarolódás* nyomaira bukkantunk, ezek homlokterében levő enyhébb lejtőkön pedig a *szoliflukciós anyag-felhalmozódás*, anyag-utánpótlás olyan gyors volt, hogy nem mintázott szerkezeti talajok alakultak ki, hanem *ásványi váztalaj* szoliflukciós felszaporodása folyt.

TRICART szerint ha a lejtőn az anyag erős ütemű mozgásban van, akkor a szolifluidális halmazállapotú anyag vékony lepenyben mozog a lejtőn, mely a sávosan barázdált talaj (Streifenboden) alakulásnak egy igen szélsőséges formája (Második fejezet II. 4., 5.).

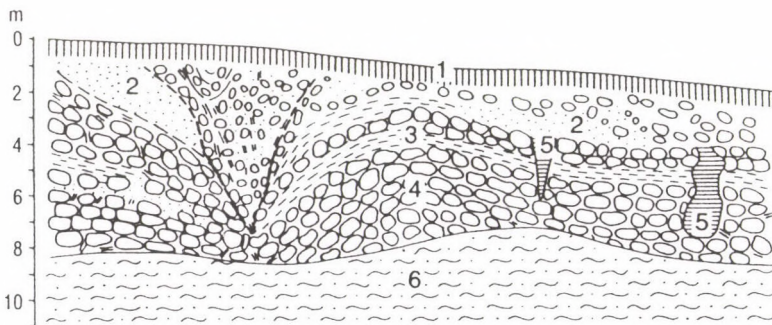
### **D) Talajfagy jelenségek a Magyar-középhegységben mészkövön és dolomiton**

A kriológiai kutatások során kísérletileg is kimutatták (TRICART 1950), hogy egyes mészkőfajták fagyveszélyessége igen nagy. A mészkőrepedésekbe behatoló víz kifagyással nagymértékben feldarabolja a kőzetet. A kőzettörmelék finomabb frakciójú talajmálladékkal keveredve alkalmas körülményeket teremt kisebb–nagyobb üstszerű köves polygonok kialakulására. Bár megfigyeléseim mészkőhegységeink területén még nagyon hézagosak, mégis sikerült néhány igen jellegzetes krioturbációs jelenséget fellel-  
ni.



33. ábra. Köves polygon mészkő dolinában. Rakaca, cigánytelepi karbon mészkőfeltárás

1 = fekete színű rendzina, humuszos vályogtalaj; 2 = barnászörös agyag (sötét színű vörösföld), a felső szintjében szoliflukciós kavicszinór (stone pavement); 3 = szürkésbarna agyaggal és nagy mészkődarabokkal kitöltött „polygon karszt töbörben”; 4 = barna agyag; 5 = karbon mészkő



34. ábra. Mészmárgában képződött fagyék. Gánt, egykori bauxitfejtő

1 = rendzina talaj; 2 = márga, dolomit málladék és törmelék; 3 = sárga színű agyagmárga, mészmárga, eocén; 4 = agyagmárga, mészmárga, erősen töredezett kockatömbös formában; 5 = agyagzsákok; 6 = erősen agyagos mállott mészmárga. Az eocén mészmárga réteg (3–4) pados, de márgatömbökre fagyott szét



A 33. ábra a Szendrői-hegység pados karbon mészkövén Rakaca község cigánytelepi kőfejtőjében feltárt *köves poligon* egyikének metszetét szemlélteti. A karbon mészkőbe 3–5 m-nyire mélyülő *dolinás poligonokat* szürkésbarna vályogba ágyazott orientált mészkőtömbök és törmelék béleli ki.

Hasonló, de még nagyobb *katlan formájú köves poligonok* tárultak fel keresztmetszetben a gánti bauxitfejtések során a fedő eocén márgás mészkőben. Ugyancsak itt a poligonok mellett 6–7 m mélyre hatoló, *kőtörmelékkel kitöltött fagyékek* formamaradványai is előfordulnak (34. ábra). A gánti feltárások márgás–agyagos–mészcsíkos legfelső fedőösszletében – feltehetően – felfagyás okozta gyüredezések, *rétegdeformációk* figyelhetők meg (41. kép). Ezeknek a gyüredezéseknek pseudotektonikus, ill. kriotektonikus voltát világosan bizonyítja a mélyebb rétegek nyugodt települése. Bár ezek nem horizontálisak, dőlésben vannak a kúpkarstos dolomit mélyedéseit kitöltő bauxiton, de gyüredezettségük nincs.

Meg kell még említeni, hogy az imént felsorolt és feltételezett periglaciális formák – poligonok, fagyékek, rétegdeformáció – mind lejtős térszínen vannak. A Gánt községtől D-re levő elhagyott bauxitbánya felső feltárását a fenti szempontból külön tanulmányban kellene feldolgozni, olyan gazdag periglaciális jelenségekben. Kisebb, nem ilyen nagy méretű krioformákat dolomiton és mészkövön a Budai-hegységben, a Pilisben és a Mecsekben is sikerült találni. Az ilyen irányú adatgyűjtésnek azonban még a kezdetén vagyunk.

## II. SZERKEZETI TALAJAINK GENETIKÁJA

Mielőtt a hazai pleisztocén talajfagy formák keletkezésének, képződésének magyarázatához kezdenénk, hangsúlyoznunk kell, hogy a nemzetközi irodalomban még a jelenkori periglaciális formák kialakulását is gyakran különböző módon értelmezik.

Egyes jelenségekről természetesen vannak sok tekintetben azonos felfogások is. De azt a legtöbb jelenkori fagyjelenségekkel foglalkozó kutató megállapítja, hogy a jelenkori sarkvidéki folyamatok mechanizmusa minden további vizsgálat nélkül nem alkalmazható a közepes földrajzi szélességek hajdani periglaciális területein megtalálható fosszilis talajfagyjelenségekre.

Különösen BÜDEL és POPOV hangsúlyozzák, hogy az aktualizmus elve, régi klasszikus értelemben, már pl. azért sem alkalmazható a közepes szélességek fosszilis fagyformáinak a mechanizmusa magyarázatára, mert a nap deklinációja az utóbbi területeken a glaciálisok alatt is mindig jóval magasabb volt, mint a poláris övezetekben. BÜDEL, CAILLEUX, TRICART és TROLL pedig a különböző nedves és száraz hideg stb. klímátípusok nagy szerepét hangsúlyozzák a poláris területeken belül is mutatózó, egymástól eltérő fagyforma-típusok létrejötténél. Ugyancsak az előbb említettek és SCHENK hangsúlyozzák kísérletekkel is alátámasztva a közetminőség nagyon fontos szerepét; főképpen a vegyes szemmagyságú üledékek viselkedése igen eltérő a fagyhatásra (15. jegyzet).

Az ide vonatkozó, ma már elég gazdag nemzetközi irodalmi feldolgozások ellenére a talajfagyjelenségek mechanizmusainak magyarázatai még nem eléggé világosak, nem is egyértelműek és nincsenek alkalmazva kellő mélységgel a pleisztocén periglaciális terü-

letek körülményeire. E nehézségekkel küszködve, a rendelkezésünkre álló adatok és módszerek segítségével mégis megkíséreljük a magyarországi fosszilis fagyjelenségek egyes formatípusainak geneziséét és kronológiáját kibozni.

## 1. Fagyékek, jégékek

### *a) A fagyékek típusai és kialakulásuk*

A fosszilis fagyékek kialakulását a jelenkori periglaciális területek jégék-képződésének feltételeivel és mechanizmusával magyarázzák. Részletesebben a kérdéssel elsőnek K. LEFFINGWELL (1919) foglalkozott. Szerinte a modellkísérletek alapján a jég térfogata mind a hőmérséklet csökkenésekor, mind a nyomás növekedésekor kisebbedik. Ezért LEFFINGWELL felállította a jégékek keletkezésére vonatkozó ún. „kontrakciós” elméletet.

Szigorú, kemény teleken nagy zaj kíséretében hasadékok keletkeznek a talajban. A fagyhasadékokba a nyári, felengedési időszakokban – az elmélet szerint – olvadékvíz hatol be, mely az újrafagyás időszakában jégként kristályosodik ki. Ha ez a folyamat többször megismétlődik, végül is a fagyhasadékból jégék keletkezhet.

A jégékek fent leírt keletkezéselmélete, az állandóan fagyott – a már egyszer megfagyott – területekre vonatkozik.

S. TABER (1943) kritika tárgyává tette LEFFINGWELL kontrakciós elméletét. Azzal szemben azt állítja, hogy a kontrakciós hasadékok már azelőtt összezárulnak, mielőtt a nyári oladási periódusokban az olvadékvíz a hasadékokba behatolhatna.

TABER (1943) kísérletei azt mutatták, hogy a fagyveszélyes kőzetekben a fagyásfolyamatok során lépszerű cellarendszer alakul ki. A homogén, durva plasztikus kőzeteknél, talajoknál a fagy behatolása folyamatosan, többnyire hasadékhálózat nélkül következik be. Megfigyelhető volt, hogy a fagy behatolásánál a finom, klasztikus talajokban a hideg frontok az egyidejűleg keletkező kontrakciós hasadékokban gyorsabban terjeszkednek.

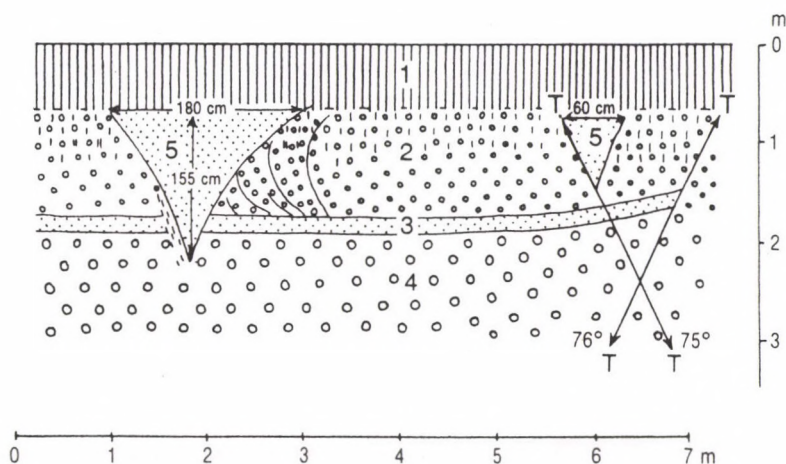
E. SCHENK (1955) TABER kutatásaiból kiindulva a jégékek képződését a talajrézseccskék dehidratációs folyamatára vezette vissza. TABER alaskai bányákban végzett igen részletes jégyszerkezet-kutatásai során megállapította, hogy a talajban a vízszintes jéggrétegek leggyakrabban a felszínnel párhuzamosan helyezkednek el. A jéggrétegek további fagy során a fekvő és fedő rétegekből dehidratációval vizet vonnak el. Ennek a következménye a talajban vízszintes irányú kontrakció és függőleges irányú fagyrések képződése. Ezekben a jégkristályok könnyűszerrel behatolnak, a vízmolekulák oldalról a talajrétegekből nyomulnak be. Ezek a mélység felé gyorsan növekszenek, s ezzel függőleges jéggrések keletkeznek (SCHENK, E. 1955a, b).

SCHENK ezek alapján hangsúlyozza, hogy ezt a kontrakciós folyamatot meg kell különböztetni a jégnek, a fagyott talajnak a fokozatos, vagy hirtelen hőmérsékletcsökkenéssel beálló tömegvesztésétől. Szerinte a repedésekben folyamatban levő jégnövekedés – majdnem egyedül – a talajban rendelkezésre álló víznek ozmotikus úton való odaáramlásával történik. A rés felső részének tágulásában sem tulajdonít sok szerepet az olvadó vizeknek.

A jégképképződés legfontosabb feltételei – fentebbi kutatások szerint – a talaj összetétele és vízháztartása a fagyás idején, valamint a fagyási folyamat módja.



Mivel a TABER–SCHENK féle jégék-képződési folyamat finom klasztikus üledékekben megy végbe, nem ad magyarázatot a durva, kavicsos üledékekben jellemző, fosszilis agyagékeink kialakulásának mechanizmusára. Ezt a hézagot már K. KAISER (1958, 1960) is észrevette. Feltételezte, hogy – mivel a durva, klasztikus üledékek (pl. folyami kavicsok) – megfagyásánál mindennemű hasadékképződés elmarad, a talajban a hasadékokat biztosan más folyamat hozza létre, amelyekben azután a SCHENK-féle magyarázatnak megfelelően dehidratáció hatására jégékek képződnek. A hasadékképződés mechanizmusának magyarázására – az alsó-rajnai öbölben végzett kutatások alapján – tektonikus szerkezeti vonalakat mutatott ki. Egyes nagyobb törésekkel párhuzamosan nagyobb távolságokban is sok hasadékrendszert figyelt meg. Az igaz, hogy ilyen esetre nálunk is van példa (35. ábra). Úgy gondolom azonban, az általános magyarázatul nem szolgálhat. KAISER maga sem szánta annak, csak példaként említette a preformált hasadék esetét.



35. ábra. Homokkal kitöltött földpoligon. Dad, kavicsgödör

1 = csernozjom talaj; 2 = apró- és középszemű kavics, a felső részben meszes málladékba ágyazottan; 3 = homoklencse; 4 = durva kavics; 5 = futóhomokkal kitöltött jégékek maradványa. A jégékek oldala helyenként jól látható törésvonalak mentét követi. A törésvonalak iránya 300–120° és 210–30°, tehát a hegységi törésvonalak irányát követik

Hazai terasz- és hordalékkúp-kavicsainkban elég gyakori a fosszilis fagyék-jelenség. Elterjedésük gyakorisága alapján azt mondhatjuk, hogy főként olyan kavicsokban figyelhetők meg, melyek előzően erősen krioturbálódtak, vagy szoliflukciós áttelepülést szenvedtek és eközben a kavics finom klasztikus anyaggal, agyaggal és vályoggal keveredett el (1., 15., 16., 19., 20. kép, 20. ábra). A kavicsteraszokon a hasadék-képződéshez szükséges pelites agyagot véleményem szerint tehát a talajképződés során termelődött agyag aggregátumok adják. Ezek később szoliflukcióval vastagabb üledék-kötegekbe is elkeverednek. Nehéz azonban magyarázatot adni a szingenetikus fagyékek esetében. Ezeknél ugyanis fagyék-képződést megelőző talajosodással nem számolhatunk. Ez esetben azonban rendszerint agyagos, iszapos rétegek váltakoznak a homokos, kavicsos üledékekkel (1. ábra).

A fosszilis jégékek legtöbbje: 1. *epigenetikus*, vagyis kialakulásuk fiatalabb, mint azok az üledékek, melyekben előfordulnak; 2. a *szingenetikus* fagyékek csoportjának

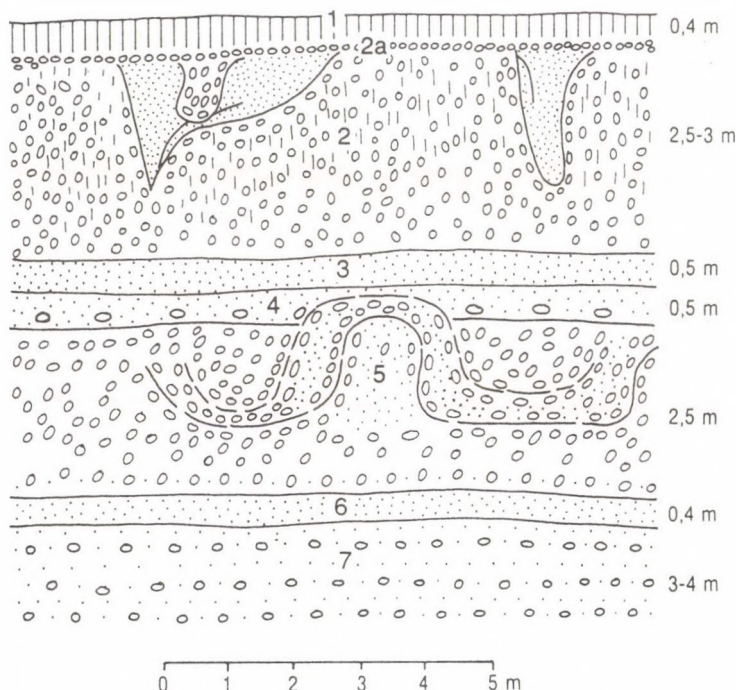
kialakulása nagyjából egyidejű az üledékképződéssel. Leggyakrabban hordalékkúpokon, mint elfedett fagyformák mutathatók ki, továbbá lejtős löszök eltemetett talajzónáiban, általában a lejtő aljában felhalmozott homokos-agyagos üledékekben (KAISER 1960, PELIŠEK 1953) (1., 2. ábra).

H. GALLWITZ szerint a szinkron és az epigenetikus fagyékek között a különbség a rétegösszleteknek az ékfalon levő zavarából adható meg.

Az *epigenetikus formáknál a rétegek zavartalanok*, vagy az ékfalanknál enyhén felfelé hajlanak.

A *szinkron formáknál fordítva, felfelé irányuló, többé-kevésbé erős rétegelvonszolódás érvényesül.*

SCHENK e szabályt nem látja következetesen érvényesülőnek. Erre utalnak saját megfigyeléseink is.



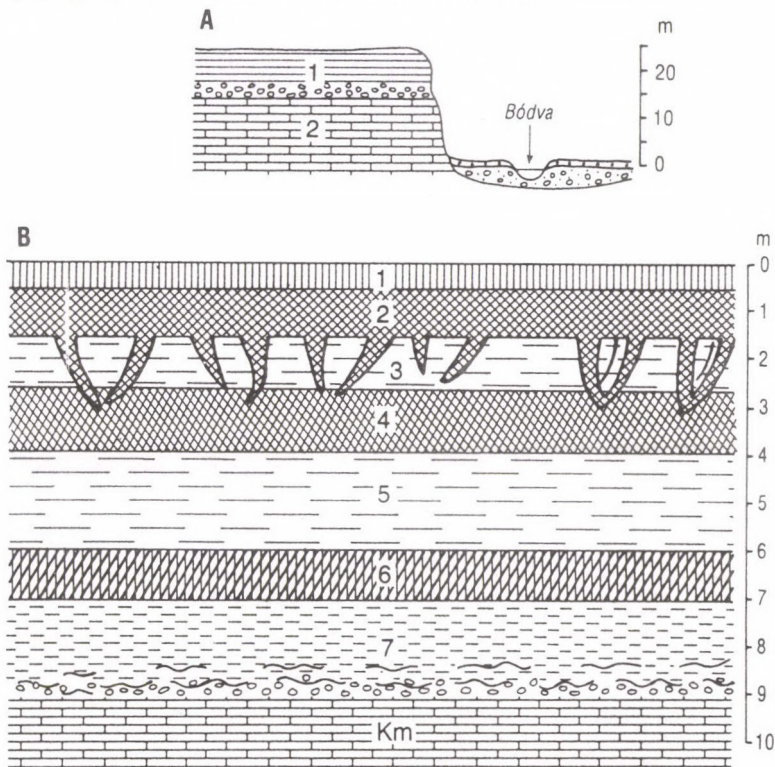
36. ábra. Több generációs periglaciális fagyjelenségek. A Budapest környéki legidősebb hordalékkúp terasz. Cinkota, kavicsbánya (1958)

1 = vörösbarna homokos erdőtalaj; 2 = vörösbarna vályoggal kevert kavics, a felső részében 1,5–2 m-es fagyékekkel, a fagyékekbe kisebb kavicszások mélyülnek, majd mindkét formát a „szoliflukciós kavicsmező” (stone pavement) metszi el (2a); 3 = vörösbarna homok, feltehetően szedimentációs hézag; 4 = vörösbarna homokos kavics; 5 = fedett krioturbációs kavicsréteg, feltehetően homok intruziók jelenség és kavics poligon; 6 = szürke homok, feltehetően szedimentációs hézag; 7 = világossárga és szürke homokos kavics, vékony homokrétegekkel



Sok esetben nehéz megkülönböztetni a valódi fosszilis fagyékeket a hozzájuk hasonló formáktól, amelyek nem az állandóan fagyott talajban, mint dehidratizációs képződmények jöttek létre. Ezeket *pseudo-periglaciális* formáknak tartják, megkülönböztetésükre biztos formabélyegek nincsenek.

J. SEKYRA (1960) löszös területekről említ olyan ék alakú képződményeket, melyeket többnyire fosszilis csernozjom tölt ki. Nagyságuk több dm, néha több mint 1 m mélyek, az ékek nem szélesek és nem mutatkozik rajtuk nyomás okozta deformáció. Tehát ezek fagyással kapcsolatos eredetét nem látja bizonyítottnak. Lehetségesnek tartja, hogy csupán a sztyep éghajlat alatti kiszáradásos formákról lenne szó.



37. ábra. Polygonális hálózatu földékek

A = a Szendrői mészetető morfológiai helyzete. 1 = vékony teraszkvavics, rajta 8–10 m vályogkomplexum; 2 = karbon mészkő. B = kőzetlitosztrafigráfiai helyzet. 1 = erodálódott sötétszürke erdei talaj; 2 = sötétvörös, barnászörös agyag, fosszilis talaj, ebből sötét színű talajékek polygonális hálózata mélyül be az alatta lévő rétegekbe; 3 = világossárga vályog, szintén szoliflukciós úton települt az alatta lévő fosszilis talajra; 4 = fosszilis talaj, vörösbarna extrém pseudogley talaj alapanyaga, szolifluidált; 5 = sárgás (nyirok) vályog, szoliflukciós települése felismerhető; 6 = sötétbarna, feketésszürkésbarna fosszilis talaj, valószínű hajdani ártéri réti talaj; 7 = a Bódva folyó teraszanyaga, a mészkőre vékony kavicsréteg települ, melyre sárga színű iszap következik; Km = karbon mészkő; A szelvény három fosszilis talaja (2, 4, 6) alapján három interglaciális kori talaj képződésre és legalább két szoliflukciós fázisra és egy szerkezeti talaj (fagyékek–poligonok) képződésére következtethetünk, megismétlődő periglaciális éghajlati feltételek során

K. KAISER is négy olyan „földék” típust mutat be, ahol az ékformát nem fagyhatásra kialakultnak tartja.

A jégékek jelenlegi tömeges földrajzi elterjedéséből (Alaszka, Szibéria), továbbá a fosszilis fagyékek rétegtani helyzetéből és abból, hogy ezek a formák rendszerint átvágják a korábban képződött normális poligonokat, szoliflukciós üledékeket, *arra következtetnek, hogy a fagyékek a glaciálisok hideg-száraz éghajlata során képződnek* (POSER 1947, BÜDEL 1959, POPOV 1959, SEKYRA 1960). Igen száraz, hideg klímát bizonyítana az, hogy a jégékeket gyakran futóhomok vagy lösz tölti ki (20., 36. ábra). *Tehát a fagyékek a glaciálisoknak az eolikus képződmények lerakódását megelőző szakaszában alakulhattak ki.* Erre nyújtanak jó példákat a hazai fagyékek is, pl. a pestlőrinci, dadi stb. feltárásokban.

K. KAISER vitatja ugyan POSERnak és másoknak azt a nézetét, hogy a fosszilis fagyékek mindig az eljegesedések ún. javaglaciálisában képződtek volna. Hivatkozik arra, hogy több kutató talált Alleröd üledékekben fiatalabb Dryas időszaki fagyékeket is. Hazai megfigyeléseim alapján e kérdéshez annyit tehetek hozzá, hogy az *utolsó glaciálisban több – legalább két – fázisban volt alkalmas klíma a fagyékek képződésére* (20., 37. ábra). Tehát a javaglaciálisban (hochglazális) uralkodó klímátípus egyazon glaciális során is többször megismétlődhetett.

#### *b) Fagyékhálózat, földpoligonok*

A fagyékek formamaradványai, ún. pszeudomorfózisai a térben sokszög alakú hálózatot képeznek, amelyek a mélység felé cellákra oszlanak. Ezeket a periglaciális viszonyok során a helyenként jégékekkel kitöltött, máshol *ásványi anyaggal kitöltődött sokszög-hálózatokat az irodalomban földpoligonok* (Tajmir poligonok, Zellenboden) *néven ismerik: megkülönböztetve természetesen a valódi poligonoktól, amelyek osztályozatlan durva és finom szemcseösszetételű talajokban anyagszortírozással képződnek ki.*

*A földpoligonok réshálózatát tartja több kutató (pl. POPOV 1959, SCHENK 1955) legtöbb más mintázott szerkezeti talaj kialakulása alapjának.*

POPOV szerint a fagy okozta repedések *átszelik az aktív fagyréteget, behatolnak az állandóan fagyott rétegösszlet felső részébe, 3–5 m mélységig.* Az „aktív talajban” a fagy okozta szerkezeti változások évről évre megismétlődnek, mert a fagyrésekben egymásra következően újra és újra jég képződik, miközben a réseket folyékony talajanyag is kitölti. A fagyrések ismétlődő kitöltése jéggel vagy talajjal jég-, ill. talajékek képződésével jár. Tehát egyszerre képződhet „jégék” és „talajék”. A rések között fekvő kőzetekben pedig a regeláció következtében különböző mértékű deformációk jönnek létre.

POPOV a sarki területeken elsősorban a fagyrésselődésnek és a kiszáradásnak tulajdonítja a finomszemcsés talajban a fagyszerkezeti formák nagy elterjedését. Szerinte a regeláció valamennyi deformáló hatása rendszeresen a talaj- és jégékek övezetében és a fagyrepedésektől körülhatárolt nagy nyomás alatt álló cellákon belül megy végbe.



A fagy hatására történő térfogatnövekedéssel kapcsolatos jelenségek lokálisak. Szibériában csak a délebbi részeken jelentősebbek, főleg ott, ahol az aktív réteg vastagabb. Ezek elterjedése messze elmarad a fagyékhálózatok nagyrányú kiterjedése mellett.

A recens jégékek, ill. talajékek mélysége Kelet-Szibéria Bajkálon túli területén és a Távol-Kelet É-i részein, ahol az aktív réteg igen vastag (5–7 m), a fagyrések nem érik el az állandóan fagyott talajt. Ebből POPOV (1959) arra következtet, hogy ha a téli fagy nagyon mélyre hatol a talajba és a nyári felolvadás 3–5 m-ig terjed, a fagyrések csak az évszakosan fagyott réteget szelik át. Ha az aktív réteg (szezonaltaj) vékony, akkor a fagyrésnek az állandóan fagyott talajba hatoló része a nagyobb. Ilyenkor a szezonaltajban a fagyék felső része deformálódik és szélesebb tölcser formát képez, elvesztve jellegzetes szabályos körvonalait, a megismétlődő regeláció folyamán beálló dinamikus folyamatok következtében.

Ha az aktív réteg vastag, benne finom anyaggal kitöltődött fagyékek gyakran üst, vagy kürtő formájúra deformálódnak.

POPOV a mai periglaciális övezetben a poligonális hálózatu sekélyebb rések keletkezését a talaj kiszáradásával hozza kapcsolatba. Ezek alaprajza 0,5–2 m átmérőjű és 50–80 cm mélységbe lehatoló poligonhálózatot mutat. Ez a folyamat létrejöhet mind állandóan fagyott talaj aktív rétegében, mind pedig csak évszakosan fagyott, merzlotla nélküli talajban. De ezek a sejthálózatszerű poligonok POPOV szerint sohasem lépik túl az aktív réteg határát.

Feltehetően tartom, hogy a kiszáradási repedések típusához sorolhatók a hazánkban fellelhető ún. fészűtalajok 40–60 cm-es talajjal kitöltött talajékei, fagyrései (39. kép).

Az irodalmi adatok alapján nem kaptunk tájékoztatást a 2,5–3 m mélységig lehatoló, 1–2–3 cm keskeny „fagyrepedések” kialakulásának magyarázatára, amelyek mésszel, ill. barna agyaggal töltődtek ki. *Tekintettel arra, hogy a fagy repedéseit kitöltő mész, ill. agyagfelhalmozódás a fosszilis talajok alsó rétegéből indul ki, arra lehet következtetni, hogy a már kialakult mezősegi, ill. erdei talajok felszínén hideg–száraz klíma alatt keletkező mélyreható szárazulati repedésekkel van dolgunk.*

### *c) A pleisztocén periglaciális fagyékek és azok deformálódása*

A közepes szélességeken előforduló fagyékeket, amelyek töltelékanyaga különbözik attól a rétegtől, amelyben kialakultak, általában a jelenlegi periglaciális területeken megfigyelhető „jégékek” megolvadása után talajjal kitöltött üregeknek, vagyis az egykori jégékek formamaradványainak tartják. Azonban nem áll minden esetben meggyőző bizonyíték rendelkezésünkre, hogy ezek az ékek a múltban valóban fagyékek voltak-e. POPOV és SCHENK ugyanis ismertet olyan jelenkori talajjal kitöltött ékeket, mind az állandóan fagyott, mind az aktív rétegben, amelyek már eredetileg is mint talajékek alakultak ki. Ez azonban nem túlzottan lényeges, mert kialakulásuk arra enged következtetni, hogy az éghajlat rendkívül hideg volt, mert mint a szibériai példák mutatják, a fagyréselődés csak igen rideg éghajlaton következik be regionálisan.

Egyöntetű a kutatóknak az a megállapítása, hogy a mai viszonyok között jégék-hálózat homokos–murvás üledékekben nem fordul elő. *A jelenlegi periglaciális zónában a réshálózatokban jég túlnyomó részben csak iszapos és tőzeges kőzetekből ismeretes. Viszont teraszaink és hordalékkúpjaink homokos–kavicsos rétegeiben talajjal kitöltött jégékek nyomai gyakran fordulnak elő.* S ha feltételezzük, hogy e fosszilis ékek többsége kialakulásuk kezdetétől fogva talajék volt, akkor is nehéz magyarázatot találni arra, hogy ilyenek jelenleg általánosan nem képződnek. A probléma megfejtését mindenképpen a pleisztocénben uralkodó, a maitól részben eltérő sajátos periglaciális viszonyokban kell keresni (15. jegyzet).

SCHENK és POPOV vizsgálatai szerint Alaszkában és Szibériában a gleccsermentes síkvidéki területeken a jégékek már a negyedidőszak kezdetén kialakultak és azóta az állandósult, több száz m vastag fagyott talajjal együtt megmaradtak. Azokon a területeken viszont, ahol a glaciális időszakban gleccser borította a sarkvidéki zónát, az altalaj szempontjából a glaciálisok voltak meleg, az interglaciálisok pedig hideg időszakok. Az ilyen helyeken a jégékek minden egyes interglaciális elején újra alakultak ki. BÜDEL (1959, 1960) kutatásai ezt bizonyítják a Spitzbergák területén. Szerinte a jéggel kitöltött fagyékek holocén elejéig.

A pleisztocén során gleccsermentes Közép-Európában és az ennek megfelelő többi közepes szélességű területeken éppen fordítva történt. Itt a kora glaciális szakaszban elég gyorsan kialakult megfelelő jégékhálózat. BÜDEL szerint a Würm glaciálisban előre nyomuló belföldi jégtakaró a Dán- és Északnémet-síkság területén már legalább 100–200 m vastagságú állandóan fagyott talajt talált, mert szerinte csak ennek feltételezésével magyarázhatók meg fizikailag azok a jégtektonikai folyamatok, amelyek e területeken megfigyelhetők (pl. nagy vastagságú laza kréta rétegek áttolása).

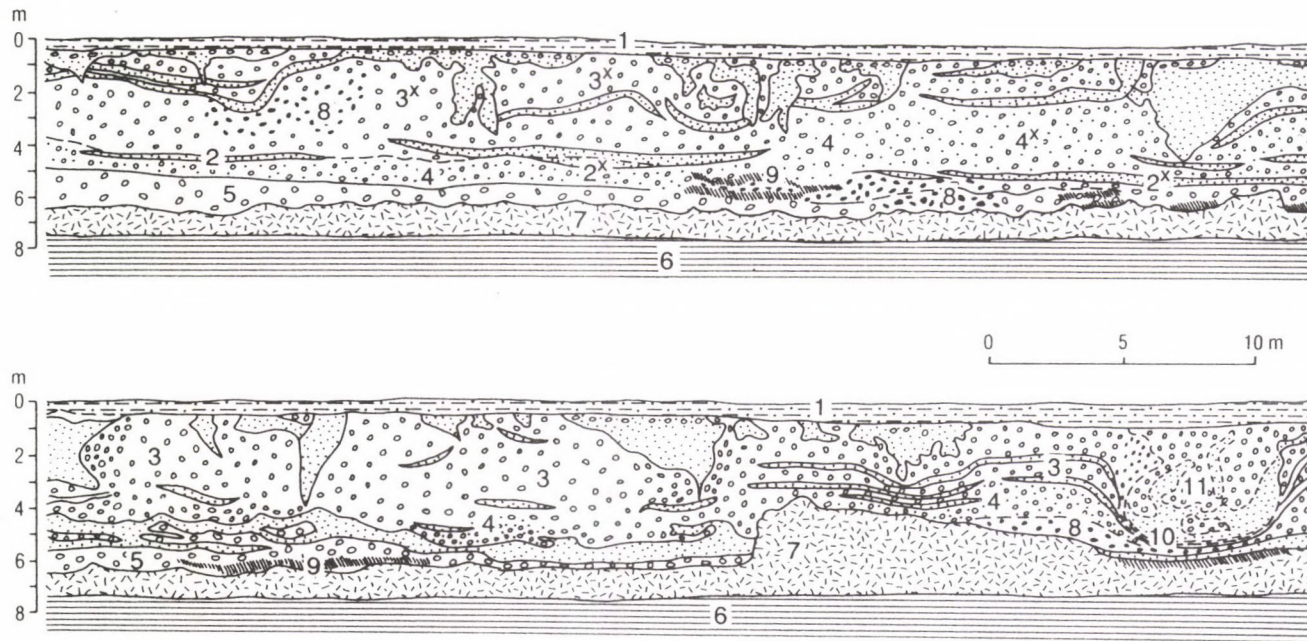
BÜDEL szerint az egyes meleg periódusok kezdetén az állandóan fagyott talaj néhány évezred alatt ismét el is tűnt. Eközben kiolvadtak a jégékek is, de formájuk megőrződött azáltal, hogy felülről homokkal, lösszel vagy agyaggal töltődtek ki.

A jégkori kavicsokban kialakult talajékek mintegy agyagfalszerű hasadék-kitöltést hoztak létre. Ezek a következő glaciális szigorú telei alkalmával a regeláció hatására kitágultak s mély fagykatlanokká, fagyzsákokká alakultak. A fagyás során jelentős mennyiségű vizet vontak el kavicsos környezetükből, s ennek során erősen megduzzadtak és határfelületeiken a mellékkőzet anyagát erősen összepréselték: így a *fagynyomás hatására keletkeztek a mellékkőzetben az orientált kavicsok. Ezeknek az óriás formákat is mutató fagykatlanoknak a magyarázata még nem elég részletes, de BÜDEL, SCHENK, POPOV s mások szerint is legtöbb esetben hajdani jégékek lehettek* (16., 38. ábra).

A jégékek ilyen deformációját a fagy behatolása következtében úgy magyarázzák, hogy a nagy porozitású, tehát jéggel nem teljesen telített kavicsban a fagy okozta repedések agyagos tölteléke nagymértékben kitágulhat. A fagybehatolás során ugyanis az agyagban szegény mellékkőzetek alsó részeit a fagy előrehaladása rendkívüli módon kiszárítja, mivel a fagy előrehaladásával a nedvesebb agyagos részecskék fagyása során dehidratációval kerekén 30-szor akkora energiával szívják magukba a szorpciós vizet, mint a nem fagyott talajrészecskék (SCHENK 1955b). *A dehidratáció tehát az agyagos fagyékek kürtőszerű megdagadásához vezet.*

A fagyékek finom anyagú tölteléke ily módon tulajdonképpen kiindulási fázisul szolgálhat a homokos kavicsos üledékekben a köves poligonok kialakulásához is. Az ilyen példák gyakorisága miatt tartja több kriológus a fagyékeket – s azok hálózatát – a többi fagyosztályozódással képződött szerkezeti talaj alapformájának, kiindulásának.





38. ábra. Periglaciális talajfagyjelenségek a Morva folyó III. sz. teraszanyagában (J. MATULA nyomán)

1 = sötétszürke-kávészínű, erősen agyagos finom homok; 2 = sötétszürke színű (helyenként siltes) márgás finom homok; 2<sup>x</sup> = rozsdabarna színű, bőséges limonittartalommal; 3 = apró-középszemű (1–5 cm) homokos kavics, helyenként átagyagosodott (átvályogosodott); 4 = világosszürke színű apró kavics (1–2 cm) homokkal; 5 = világosszürke színű közép-durvaszemcsés kavics (2–7 cm). 3<sup>x</sup>, 4<sup>x</sup> = Fe-hidroxid-bevonattal; 6 = torton márgás agyag; 7 = kavicsomladék; 8 = Fe-hidroxiddal összeragasztott kavics; 9 = kavics, vastagabb Mn-hidroxid-bevonattal. A mangánhidroxid bevonat a kavicsanyagot helyenként összeragasztja; 10 = szürkés színű, finomszemcséjű silthomok-réteg; 11 = a fagykatlant kitöltő erősen átglyúrt anyag, szétszórt kavics-„fészkekkel”

Az ábrán észrevehető krioturbációs jelenségek pseudomorfózisai sok tekintetben hasonlítanak a Kisalföld magyarországi részén hordalékkúp terasz kavicsokon előforduló periglaciális talajfagy formamaradványokhoz (l. 21., 22., 24. ábrák és 15., 16., 19. képek)

## 2. Valódi vagy köves poligonok

E képződmények magyarázata szorosan kapcsolódik a sokszög alakú jégékhálózat-hoz, az ún. földpoligonokhoz. A fagy okozta szerkezeti talajok osztályozása során sok átmeneti forma, rokon jelenség fordul elő, ezért TRICART javasolta, hogy az osztályozást előnyösebb a szerkezeti talajok esetében azok külső megjelenésére alapozni (16. jegyzet). TRICART a *valódi poligonokat a mértani alakzatú talajok közé* sorolja és ő is megkülönbözteti azokat az agyagos–iszapos talajban képződő földpoligonoktól, tundrapolygonoktól, melyeket a fagyrepedések hálózata rajzol ki a felszínen. Ezek a poligonok csak külsejükre hasonlítanak a valódi poligonokhoz. A talaj egymással összefüggő sokszögekre oszlik, melyek közepe feldomborodik. A valódi vagy köves poligonokkal ellentétben a sokszög alakú mélyedések pásztyát nem tölti ki durvább elem; helyenként kevés növényzet teszi láthatóvá. A *sibériai tundrapolygonok* a földpoligonoktól abban különböznek, hogy méreteik nagyobbak; 50–200 m-es oldalú sokszögek is találhatók. Ezeknek a szélei dudorodnak fel enyhén, 1–2 m magasságban. A tundrapolygonok mindig teljesen sík felszíneken helyezkednek el.

A föld- vagy tundrapolygonokkal szemben megkülönböztetnek *típusos köves poligonokat* (normális vagy heterogén poligonok). Ezek felülnézetben *középen finom anyaggal, a szélek felé egyre durvább törmelékkel rendelkeznek s a fagy hatására anyagelrendeződéssel jöttek létre*. A felszínen a finom részek foltjai (agyag, iszap, homok) nagyjából felpúposodó kerekded formát mutatnak. Ezt körös-körül kőből, kavicsból való szegély veszi közre. A szemnagyság a szélek felé növekszik. Az ilyen poligonok általában valóságos mezőket alkotnak, s ha a széleik egymáshoz érnek, alakjuk a szabályos hatszöghöz hasonlít.

Keresztmetszetben az ilyen poligonok középpontja táján finom anyag helyezkedik el, mely fokozatosan az alatta fekvő rendezetlen anyagba megy át. A finom magot minden oldalról egyre durvuló kavics- vagy kőtörmelék-köpeny veszi körül. Általában a poligon magassága a szélességgel együtt növekszik. A megfigyelések szerint a sarkvidéki köves poligonok 1–2 m-nyi átmérőjű nagyságához 1–1,5 m-es mélység tartozik. A *típusos köves poligonok között átmeneti alakok vannak*, mint a kőfészkek, kőkarikák (Steinring, Schotter-ring), melyek úgy látszik, ugyanazon fejlődés egymás után követő állomásainak felelnek meg (9., 10. kép, 103., 104., 107. ábra).

A normális vagy köves poligonok keletkezésének magyarázatára több elméleti megfontolást is ismerünk. Ilyen az ún. *konvekciós elmélet*. Ezt először NORDENSKJÖLD (1909), majd GRIPP (1929) alkalmazta. Később V. ROMANOVSKY (1940-ben) ismét megújította. (Ezt az elméletét a német szerzők „Brödeltheorie” néven írják le (17., 18. jegyzet).

ROMANOVSKY konvekciós elméletét ma már nem tartják mindenben kielégítőnek. Különösen kételkednek abban, hogy a megolvadt talaj fel tudja emelni, magával tudja sodorni a köveket. Hihetőbb, hogy a kövek inkább elmerülnének a lágy talajban saját tömegük hatására.



A köves poligon keletkezését magyarázó elgondolások közé tartozik az ún. *fagy-nyomás elmélet* (fagydagadás elmélet). Ezt először HÖGBOHM (1913–14) fejtette ki, újabban POSER (1953), s legújabban részletesen SCHENK (1955) (1. *fagyemelés* teóriája 19., 20. jegyzet). A köves poligonok keletkezésére vonatkozóan az előbbivel rokon TABER *fagyemelő teóriája* is. Ez megegyzik TROLLnak a jégrostok (Kammeis) által előidézett emelő tevékenységével (*Frosthebung elmélet*, 21. jegyzet).

A köves poligonok képződésére vonatkozó elméletek közül a legutóbb SCHENK által részletesen kidolgozott és kísérletekkel is alátámasztott fagynyomáselméletet, ill. bizonyos esetekben a TABER–TROLL féle fagyemelő teóriát alkalmazzák. Eszerint a fagyáskor a talaj finom részeinek erősebb feldagadása nem csak alulról felfelé, hanem oldalt, centrifugálisan is elmozdítja a köveket. Ez a folyamat a poligon finom magjából oldalra tömöríti a durvább részeket. A finom talaj megduzzadása következtében az agyagos tömegben levő durvább kövek, kavicsok a felszínre érnek és ott tovább aprózódnak. A kissé felpúposodó poligon felszínén a kődarabok a poligon szélei felé mozdulnak el. A vélemények szerint amint egyszer ez a folyamat elkezdődött, a kiválogatódás mind gyorsabban megy végbe és a poligon közepén a finom föld részaránya egyre növekszik. Ennek következtében egyre erősebb lesz a fagyás okozta feldagadás és vízfelszívás. A *kisebb halmazok kevésbé behatóan működnek, mint a nagyobbak. Éppen ezért a szomszédos nagyobb poligonok nyomása következtében a kicsinyek beolvadhatnak a nagyobbakba.*

A hazai köves-, kavicsos poligonok, kavicsgyűrűk feltárásainak tanulmányozása a fagyemelési elméletet látszik támogatni, ill. a mi viszonyaink között képződött kavicspoligonok az anyagnak a fagynyomás hatására történt osztályozódásával keletkeztek (5., 8., 17. kép, 12., 13., 18., 19., 22. ábra).

### 3. Sávós, barázdahantos talajok kialakulása

CAILLEUX & TAYLOR (1954) szerint a köves poligonok szabályossága  $2,5^\circ$ -os lejtőtől kezdve megszűnik, a poligonok a lejtés irányában megnyúlnak, majd ha a lejtés erősödik, a poligonok átadják helyüket a kőszávoknak, ill. a földpoligonok esetében a földszávoknak. A *sávós, barázdahantos talajok* (Streifenboden, medaillon pocsvi) a lejtővel párhuzamosan általában  $4\text{--}15^\circ$ -os lejtők esetében alakultak ki. A sávós talajok lejtőre merőleges keresztmetszete nagyon hasonlít a poligon keresztmetszetéhez (38a., b. kép).

A finom szemcséjű plasztikus anyagban (agyag, vályog, vályogos homok) a kiszáradás hatására létrejött sokszöghálózat kisebb méretű poligonhálózatot alakít ki. Ezek alaprajza, mint láttuk,  $0,5\text{--}2$  m átmérőjű s  $30\text{--}50\text{--}80$  cm mélységű poligonális cellahálózat, tulajdonképpen mikronagyságú földpoligonok. Ha a lejtő a fenti értékeket túlhaladja, a lejtőre átlósan futó rések gravitációs úton talajjal csakhamar feltöltődnek. Ilyen jelenséget POPOV a tavaszi olvadás idején figyelt meg. A lejtő mentében futó repedések nem töltődnek fel. Ezek ugyanúgy fejlődnek, mint sík felszínén a földpoligonokat övező réshálózat. Ennek során a lejtőn lefelé futó rések egymással párhuzamos, kb. a szántás hantjaihoz hasonló egyenlő méretű sávokat alakítanak ki, amelyeknek szélessége megfelel

a sík felszínén kialakult poligoncella hálózat szélességének. Ezeket a sávos hantokat növényzetből álló keskeny közök is kihangsúlyozzák (31. ábra).

Tavaszi olvadáskor valamennyi sávos hant árokszerű mélyedéssé alakul át és ebben mozog a nedvességgel erősen átítatott, felengedett lágy talaj. Ha a mozgatott anyag erősen különböző szemcsenagyságú, akkor ennek elrendeződése is bekövetkezik. A durvább szemcséjű anyag a hosszanti rések oldalaira nyomódik s ezzel még jobban kihangsúlyozódnak a lejtőn lefelé húzódnó, egymással párhuzamos sávok. A *talajmozgás POPOV szerint az egyes sávokon belül merev falak között vagy merev árkolásban, a szomszéd sávokkal való kapcsolat nélkül önállóan megy végbe*. Ezt POPOV árkos tundra típusának tartja, mely az időszakosan felengedő talajban a lejtős tömegmozgás és a fagynyomás hatására alakul ki.

E folyamattal magyarázható pl. a kerecsendi feltárás vályogos kévetalaja, a Tolnai-Hegyháton a belecskai feltárásban megfigyelhető, vörösfagyban kialakult sávos barázdahantos talajtípus is (38. kép).

#### 4. Krioturbációs szerkezetek általában

A köves poligonok, agyagpoligonok, a sávos-barázdahantos talajok, fagyékek, fagyrepedések és fagyékekből deformálódott fagyzsákok valamint fagykatlanok mellett előfordulnak a *fagy hatására kialakult rétegyűrődések* a talaj felső 1–2 m-es szelvényében. A *felszínhez közeli talajrétegekben található igen erős rétegyüredezettséget szintén a fagy hatására vezetnek vissza*. Ezeket mint általános krioturbációs szerkezeteket jellemezhetjük.

A nyáron felolvadt lágytalaj alatt állandóan vagy időszakosan fagyott talaj helyezkedhet el. Az őszi újrafagyás idején a lágytalajon vékonyabb fagyott réteg létesül. Akkor a két fagyott réteg közötti lágytalaj a nyomás hatására erős deformálódást szenvedhet. A felszínen induló fagyás nem szívja magába a lágytalaj teljes vízkészletét, de a megfagyása során térfogata növekszik, aminek következtében az alatta levő lágytalaj az állandóan vagy időszakosan fagyott talajréteggel erős nyomás alá került. A lágytalajban deformáció, ösz-szegyüredeződések, ráncolódások lépnek fel. Ez a *zsákosodás folyamata* vagy a németek *Würgelbodenje*. Ezek a formák különösen akkor vehetők ki jól, ha egymással sűrűn váltakozva homok-, iszap- vagy agyagrétegek helyezkednek el. Abban az esetben, ha az üledékes altalaj a lágytalaj alatt nem fagyott, a lágytalaj a felülről jövő nyomás hatására befűrődik az alatta levő laza kőzetbe. Ez különösen kavicsok és murvák esetében fordul elő. De előfordul az is, hogy az állandóan fagyott talaj plasztikussá váló részei vagy szilánkjai kerülnek be a nyomás alatt álló lágytalajba.

A fagyott talaj vízszintes és függőleges eloszlását nagyon bonyolulttá teszi az a körülmény, hogy a nyári felolvadás mélysége gyakran nagyobb, mint a rákövetkező tél fagybehatolása a talajba. Ilyen esetben fagyott talaj és lágytalaj rétegek váltakozhatnak egymással, az állandóan fagyott talaj felszínén. Ha ilyen helyzetben éri egy rákövetkező újrafagyás a felső talajrétegeket, a krioturbációnak még bonyolultabb, igen zavart övezete,



ill. típusa alakulhat ki. Éppen azért, mivel a formák igen változatosak lehetnek, találkozunk az irodalomban a legkülönbözőbb elnevezésekkel, ezek azonban mind a fentebb nagy vonalaiban vázolt genezissel jöttek létre (*Brödelböden, Würgelböden, Taschenböden, Tropfenböden, Pfannenböden, Wickelböden* vagy *általános értelemben kongeliturbáció*). Ma mindezeket a formákat összefoglalóan szűkebb értelemben vett krioturbáció néven is emlegetik, az előbb említettekkel azonban *ezek is lényegében fagszerkezetes talajok*.

DÜCKER-LEMBKE (1954) a fentiekén kívül erősen hangsúlyozta a talajtakaró edafikus viszonyait, az orografikus kitettség szerepét és a helyi klimatikus adottságokat a szűkebb értelemben vett krioturbációs jelenségek keletkezésének magyarázatánál. SCHENK (1955) geokémiai és mechanikai magyarázata szerint egyrészt a fagy hatására fellépő erők kolloid-kémiai jellegűek, a fagyott talaj hidratációs folyamatai, másrészt tisztán mechanikai indítóerők törvényei szabályozzák a krioturbációs folyamatok végbemenetelét.

KAISER (1960) a következő tényezők szerepétől teszi függővé a formák kialakulását: a fagybehatolás mélysége, a fagyás–felengedés váltakozásának gyakorisága és fajtája, amittől a forma és annak nagysága függ, a kőzet porozitása, vízvezetőképessége, mint olyan tényező, melytől a kriogén gyűredezés foka függ, a hóval való borítás és a talajtakaró egyéb edafikus viszonyai, melyek a felengedés és újrafagyás kezdetét jelölik meg; s végül az orográfiai kitettség és a mikroklimatikus adottságok, melyek erősítőleg vagy csökkentőleg hathatnak a folyamat intenzitására.

Egyesek szerint a *krioturbációs rétegzavarok állandóan fagyott talajhoz vannak kötve. Mások szerint időszakosan fagyott talajon is kialakulhatnak.* A kutatók többsége mégis azon a véleményen van, hogy a nyugat- és közép-európai krioturbációs formák többsége állandóan fagyott talaj jelenléte mellett jött létre. K. KAISER ugyanakkor rámutat arra, hogy a krioturbációs jelenségek bizonyos mélységig való hatolásából nem következtethetünk a felengedés periglaciális kori mélységére. Mert e krioturbációs formák lehatalása a talajba az általa említett igen eltérő feltételeknek megfelelően nagy különbségeket mutathat. *A krioturbáció képződési feltételeiből ugyanis az következik, hogy a felengedési mélységek szűk területen belül is nagyon eltérőek lehetnek.* Tehát ennek alapján az általános klímafeltételek rekonstruálására egy-egy feltárás nem alkalmas. Minden esetben az összképet kell figyelembe venni.

Sők szerző (POSER, MENSCHING, DÜCKER, SEKYRA) azon a véleményen van, hogy a krioturbációs formák e típusai a glaciálisoknak inkább a bevezető szakaszára (anaglaciális) esnek. Bár KAISER e szabályt nem látja általánosan érvényesülőnek, a *hazai feltárások elemzése alapján magunk is arra a következtetésre jutottunk, hogy a krioturbációs formák a poligonális képződményekkel együtt megelőzték a száraz–hideg éghajlat (valószínűleg javaglaciális) alatt kialakult fagyékek képződését.* A fagyékek ugyanis e formákat jól láthatóan metszik, áttörik, s a fagyékek töltelékanyaga már a java-glaciálisban képződött lösz, ill. főként futóhomok töltelékű.

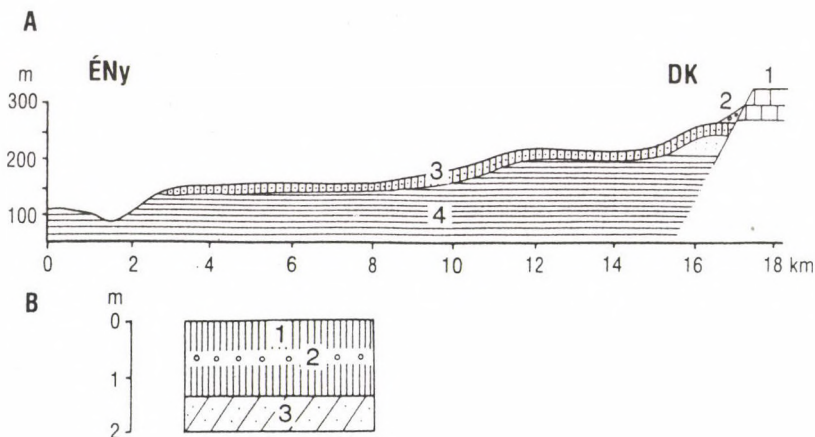
*A hazai feltárásokból az is megállapítható, különösen ahol lejtős üledékfelhalmozódás volt, hogy a krioturbációs folyamatok, ill. a kialakulásuknak megfelelő szoliflukciós fázisok többször váltakozhattak egyazon glaciálison, ill. stadiálison belül is a szárazabb időszak fagyékképződéssel. Gyakran azonban a fagyékek a szoliflukciósan felhalmozott és krioturbált rétegeket is lezárják, leblokkolják.*

## 5. A kő- és kavicsmező kialakulása

A hazai kavics és törmelékes üledékből álló felszíneken a leggyakoribb formaelem a *kő- és kavicsmező* jelenléte. Sík és enyhe lejtők talajszelvényében 2–5 dm-re a felszín alatt kavics- vagy kőzsinórnak látszik. Ha persze felületileg nézzük, akkor tulajdonképpen egy kiterjedt kavics-, ill. kőmezővel van dolgunk (39. ábra) (Steinpflasterboden). A szóban forgó, néhány cm vastag kavicsréteg a homokkal kitöltött fagyékek, ill. kavicszsákok, vagy kavicspoligon képződmények fölött is gyakori (20. ábra). *Előfordul néha két szintben is egymás fölött. A kő- és kavicsmezőket szintén a fagy osztályozta szerkezeti talajok közé sorolják és keletkezésüket is az inhomogén üledékes kőzetanyagból fagynyomás, fagyemelés folyamatára vezetik vissza (21. jegyzet).* Korábban deflációs maradéktakaróként is értelmezték.

## 6. Kriotektonikus rétegdeformáció és rétegtörések

A 4. pontban tárgyalt krioturbált gyűrődéses szerkezetek az 1–3 m-es felszínközeli rétegekben gyakran emlékeztetnek álló, fekvő és kaotikusan összegyűrődött apró redőződésekre. Találunk azonban olyan kriotektonikus rétegzavargásokat is, ahol a gyűrődések



39. ábra. Enyhe lejtőű dombhátak szoliflukciós üledékének vázlatos szelvénye

A = a középhegységeink laza üledékekből álló lépcsőzetes előtere: 1 = a középhegység alapközete; 2 = az alapközet lejtőtörmeléke; 3 = szoliflukciós lejtőhordalék anyag létrehozása során visszamaradt kavics, ill. kőzsinóros talaj (stone pavement), helyenként több m vastag periglaciális lejtőüledékköpeny; 4 = harmadkori homokos, agyagos üledékek. B = a felszínt borító periglaciális lejtőüledékköpeny vázlata: 1 = jelenkori barna erdei talaj, ill. csernozjom barna erdőtalaj; 2 = szoliflukciós kavics (kő)-mező; 3 = rétegzett homok, homokos agyag, vagy vályog gyakran több m vastagságban

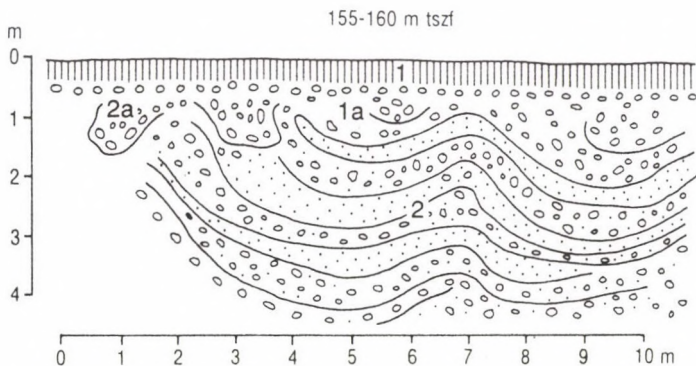


lapos és szabályos térközi hullámokat vetnek. Nyugodtan hasonlíthatjuk alakjukat a tavakon kialakuló víz hullámokhoz. Rendszerint néhány dm-es agyagos és homokos rétegek váltakozása esetén a leggyakoribbak, 3–6 m-re a felszín alatt (32., 34., 36. kép).

Előfordulnak terasz és hordalékkúp anyagában is, ha homok- és kavicsrétegek váltakoznak egymással (40. ábra, 42., 43. kép). A terasz kavicsoknak a rétegzavargásos formája lényegében megegyezik a SZÁDECZKY-KARDOSS E.-től ismertetett strukturális talajok második „B” típusával. S valóban, miként azt SZÁDECZKY (1936) már jelezte, ez a típus együtt is előfordul a szabálytalanul összegyűrt krioturbált típusokkal. Ezért arra következtetett, hogy kialakulásuk azonos folyamatnak az eredménye s csupán a fejlődés különböző stádiumait jelzik.

A mélyebb szintekben (3–6 m), egészen az állandóan fagyott talaj felszíne közelében, ill. az aktív zóna alsó szintjében fellelhető szabályos hullámokat vető rétegeket korábbi tanulmányomban a *fagyhatásra létrejött rétegdeformációnak* neveztem. Ezek kialakulásának általános folyamatát a krioturbációs szerkezeteknél ható erőkkel hozom kapcsolatba. De mivel azok egyik sajátos és elég gyakori típusa, a rétegdeformációk kialakulásának értelmezéséhez bizonyos kiegészítő magyarázatot kell fűznünk. A lehetséges magyarázatot az alábbi tényezők determinálják: a) a réteghullámok szabályos ismétlődése és azok hossza és magassága, b) általában az aktív zóna mélyebb szintjeiben – ill. a feltételezett állandóan fagyott talaj felső régiójában – való fekvése, c) rendszerint néhány dm vastag – s nem vékonyabb – finom és durvább klasztikus üledékek váltogatják egymást a tárgyalt zónában.

E körülményekből arra következtethetünk először is, hogy a mélyebb, 3–6 m-es rétegekben a regelációs hatás nem minden évben érvényesült, csupán epizodikusan, és a fagy behatolása következményeként fellépő felső nyomás a mélyebb szintekben rend-



40. ábra. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1936) B típusú krioturbációs formaegyüttese. Lovászpata, kavicsgödör hordalékkúp-felszínén (Veszprém megye)

1 = vörösbarna erdőtalaj; 1a = szoliflukciós „kavicsmező”; 2a = kisebb kavicszsákok (kavicspoligonok); 2 = homok- és kavicsrétegek váltakoznak egymással, a rétegek hullámos gyűrődést rajzolnak ki, melyek nem egyszerű zsákok, hanem rétegdeformációk (ld. 42b képet). A kvarckavicsok mellett sok mészkő, sötétszürke mészkő, lidit és pannóniai rétegekből áttelepített Congeria búbok található

szerint hosszabb hullámú deformálódást okozott. Továbbá a *finomabb klasztikus üledékek kisebb hézagterfogata, a durvább szemcsés üledékek nagyobb hézagterfogata különböző vízmennyiség tározására volt alkalmas. A rétegek megfagyása itt igen sajátos viszonyok között ment végbe. E mélységbe tehát csak nagyon mélyreható fagy jutott le. Tetemes volt a már megfagyott 2–4 m vastag felső réteg nyomása a még meglévő lágy rétegekre, ezek alatt viszont közel volt az állandóan fagyott talaj. Feltehető tehát, hogy a fagy további behatolása során ilyen esetben csupán enyhe, hullámos deformáció léphet fel a két vastag fagyott zóna között.*

A korábbi, szintén lehetséges feltevés az volt (PÉCSI 1961a), hogy a fagydeformációt szenvedett, enyhén hullámos, különböző mennyiségben vizet tározó rétegek az állandóan fagyott talaj felsőbb övezetében helyezkedtek el. S ez a deformáció tulajdonképpen a hosszabb ideig fagyott, különböző mennyiségű jeget tartalmazó rétegeknek az elmozdulása a periodikusan fellépő erősebb fagybehatolások hatására.

*Mindenesetre ezek a fagydeformáció hatásával magyarázható szabályosan hullámos és lapos rétegyűrődések nem tektonikus eredetű felboltozódások, amire nem kellő méretű feltárásokból – aknagödrökből – korábban egyesek gondolhattak (PÁVAI-VAJNA F.).*

Az időszakosan és állandóan fagyott talajban kialakultak még más *áltektonikus rétegzavarok*, nevezetesen törési síkok és miniatűr vetődések, árkok és sasbércek is (44. kép). A megfagyott homok-, agyag-, vagy kavicsrétegek a periodikusan fellépő keményebb téli fagyok hatására merev testként viselkedve töredezhettek esetleg lejtős térszínen, nem állandóan fagyott altalajon merev síkok mentén mozoghattak is. S ma e síkok, elmozdulási felületek gyakran nagyon nehezen különböztethetők meg a valóban tektonikus eredetűektől.

*Ezzel szemben figyelemre méltó az állandóan fagyott talaj szerepe a tektonikus feszültségek feloldódása, működése idején.* Vannak példák arra, hogy bizonyos laza homokos, agyagos üledékes kőzeteink tektonikus töréses vonalak mentén való elmozdulásának mechanizmusát csakis átfagyott, szilárd halmazállapot feltételezésével tudjuk helyesen értelmezni. Ilyen viszonyokat az 1961. év folyamán kiszélesített érdi vasúti bevágásban sikerült jól megfigyelni. Itt a pannóniai agyag érintkezett pikkelyesen becsúpvá a laza felsőpannon–felsőpliocén keresztrétegzett homokkal, olyan módon, hogy a homok és agyag apró rétegeinek érintkezési síkja annyira merev volt, mintha mészkőből vagy dolomitból lett volna. Ehhez hasonló, de méreteiben kisebb jelenségeket a felszín-közeli felsőpliocén és pleisztocén laza üledékekben több helyen is észleltem.

## 7. A magyarországi szerkezeti talajok kronológiai kérdései

A közép-európai periglaciális területekről leírt szerkezeti talajok (fagyott talajtípusok) túlnyomó részét a kutatók utolsó glaciális korinak írták le (DYLIK, 1956, DÜCKER–LEMBKE 1954, EBERS 1954, MENSCHING 1954, KAISER 1960, JAHN 1956, POSER 1947). Riss és Mindel jégkorszakbeli krioturbiácikat már jóval kevesebbet találtak (FINK 1960, KAISER 1960, SUCHEL 1954, WEINBERGER 1954). Ez érthető is,



mivel az utolsó eljegesedés kori üledékek gyakran elfedik az idősebb eljegesedések során képződött üledékeket, ill. az idősebb képződmények egy része a lepusztulás áldozata lett.

Az egyes krioturbációs formátípusok kialakulási korának megállapítása nagyon körültekintő vizsgálatokat igényel, mivel bizonyos formátípusok kialakulásának még azonos kőzettani, domborzati és vízháztartási viszonyok között is eltérő klímaigényei vannak. *Nem lehet pusztán a formák nagysága szerint elvégezni az osztályozást, mert pl. egyazon glaciális klímátípusban ugyanazon a területen képződött polygonok méretükre nézve egymástól különbözhetnek.* A jelenkori periglaciális területeken végzett megfigyelések azt igazolják, hogy a nagyobb, mélyebbre ható polygonokon belül kisebb, sekélyebb mélységig lehatoló polygonok egyidőben is kiképződhetnek (BÜDEL 1960, TRICART 1950). A szerkezeti talajok formaegyüttesét komplikálttá tette még a fagybehatolás periodikus ingadozása kisebb vagy nagyobb mélységéig.

#### *a) Késő Würmkori fagyjelenségek*

A talajfagyformák kronológiai beosztásánál a relatíve jól ismert korú teraszok felkavicsolódásának idejét vettük először is alapul. Statisztikusan értékeltük a legfiatalabb pleisztocén teraszokon és üledékeken fellelhető talajfagyjelenségeket. Az utolsó glaciális végén lerakódott folyami üledékekben a IIa. sz. teraszokban, a Würm végi hordalékkúpokban rendszeresen olyan jellegzetes fagyformákat találtunk – fagyékek, zsákok, krioturbációs rétegzavarok –, melyek csupán néhány dm-t értek el (1., 2., 3. ábra).

E formák kialakulását a folyóvízi üledékekben úgy foghatjuk fel, hogy *a folyómeder jelentős része, ill. a hordalékkúp felszíne a téli félév alacsony vízállása miatt szárazon maradt, vagyis e fagyformák az üledékképződéssel egyidőben vagy azt kissé követően képződhettek ki.* A fagyhatás a laza homokos–kavicsos üledékekben a talajvíz magas állása következtében vált erőteljessé. *Általában a durva szemcsézetű üledékekben a krioturbációs folyamatok csak magas talajvízállás mellett játszódhatnak le.*

A szóban forgó, általában mindig egyszerű és nem mélyreható formák kialakulását az utolsó glaciális végső hidegebb klímafázisára kell helyeznünk, amely alatt eleinte nedvesebb hideg, majd szárazabb hideg klímátípus volt uralkodó időszakosan fagyott altalajjal. Ezt a periódust feltételeztem az *idősebb* és a *fiatalabb Dryas fázissal* (késői Würm) hozhatjuk kapcsolatba, a rétegtani, morfológiai helyzet és külföldi analógiák alapján, közelebbi tájékoztató adatok híján.

Azokat az üledékeket, amelyekben e fagyformátípusok megtalálhatók, helyenként csupán néhány dm öntéshomok és öntésszap takarja, vagy futóhomoklepel, ill. parti dűnék fedhetik be. Rájuk tehát már csak holocén kori üledékek települtek.

b) A korai Würm és a Würm javaglaciális alatt képződött talajfagyformák

Az idősebb Würm teraszokon második ármentes szinten, továbbá a korábbi glaciálisok és interglaciálisok során kialakult teraszok felszínén a szerkezeti talajok képződésének több generációját sikerült megfigyelni. A Duna és nagyobb mellékfolyói mentén húzódó második ármentes terasz-, ill. a neki megfelelő hordalékkúp-felszíneken az előző típusoktól jól elkülöníthető formaegyüttest találunk. E teraszszintet a Duna mentén a terasz kavicsból több esetben előkerült faunaleletek alapján – *Elephas primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* stb. – a Würm glaciális elején és a javaglaciálisban lerakódottnak tartják (PÉCSI 1959b).

E terasz felszínére több helyen különböző vastagságú lösztakaró telepszik. A terasz kortani datálása körül a hazai irodalomban is viták voltak. A németeknél és az osztrákoknál e terasznak az ún. Hochterrasse felel meg, amelyet ott Riss, ill. Jungriss korinak tartanak. A Duna és nagyobb mellékfolyói második ármentes teraszából Magyarországon több helyről előkerült faunaleleteket azonban a hazai paleontológiai beosztás alapján a Würm első felére helyezik (KRETZOI 1953). A Győr-sashegyi kavicsbánya Duna-teraszából (IIb. sz. szint) több alkalommal *Elephas primigenius* ősi forma fogak és az ehhez kapcsolódó faunatársaság került elő. Ugyanakkor ez a faunatársaság vált ismeretessé a szobi IIb. sz. terasz kavicsából, a nagymarosi Martinovics utcai feltárás kavicsteraszából, a váci Forte gyár mellett lévő kavicsbánya anyagából; továbbá a Zagyva Apc környéki második ármentes teraszából. A Laskó-patak Kerecsend melletti IIb. sz. terasz kavicsából *Coelodonta antiquitatis* fog került elő.

Ezek az adatok arra utalnak, hogy a terasz kavics a Kretzoi-féle pleisztocén beosztásban Würm eleji képződésű. KRETZOI M. szíves szóbeli közlése szerint e típusok egy része már a Riss–Würm interglaciálisban is megjelenhetett. De ha – mint többen teszik – az *Elephas primigenius* faunatársaság ősi formáit a „Jungriss”-be soroljuk (fiatal Riss), akkor e terasz szint kialakulása, ha nem is egységesen és mindenütt, Riss jégkorinak vehető. A kérdés azonban nem egészen ilyen egyszerű. Mert ha e terasz a fiatalabb Riss jégkorszak felkavicsolódásának az eredménye, akkor annak felszínén interglaciális kori talajképződéssel is számolni kell. Ilyen eshetőséggel a mi viszonyaink között is számolhatunk, erre nézve bizonyos adatok is rendelkezésünkre állnak (vépi kavicsbánya, kerecsendi feltárás stb.). De adataink szerint lehetséges az is, hogy a második ármentes terasz felkavicsolódása a mellékfolyók völgyében és hordalékkúpján a Riss–Würm interglaciális egy részére esik, míg a Duna völgyében ez a terasz Würm jégkor eleji.

A tény az, hogy a IIb. sz. terasznak két típusa van, az egyik típus esetében a terasz kavicsra vastag lösztakaró telepszik, másik típus esetében a terasz kavics fedetlen. Ez főként a kisalföldi Duna és mellékfolyóinak hordalékkúp-teraszára érvényes. Itt tulajdonképpen a glaciális és az interglaciális klímátípusok során egyaránt lehetőség volt folyóvízi felhalmozódásra.

Azokon a teraszrészleteken, ahol a terasz kavics fedetlen, vagy csupán 1–1,5 m vastag homokos iszap fedi, a kavicsréteg felső részében a talajfagyjelenségek kettős generációja állapítható meg (6., 7., 11. ábra). A Duna IIb. sz. teraszán mintegy 1,5–2 m mélységig behatoló fagyékek és fagyzsákok, kavicspoligonok formaegyüttese figyelhető meg. Ezeket a formákat kisebb, pár dm mélyre hatoló fagyékek és krioturbációs jelenségek szabdalják fel. A kisebb formaegyüttes azért minősíthető második generációnak, mert a nagyobb formaegyüttes kialakulása után a terasz felszínén agyagos–vályogos málladéktá-



karó képződött, melynek anyagát a kisebb formaegyüttes magába bedolgozta. Más esetben viszont a nagyobb formaegyüttes kialakulását követően talajképződés nyomait mutathatjuk ki, amelynek anyaga szintén csak a kisebb formatípusokban található meg, míg a nagyobbakból hiányzik. A Duna IIb. sz. teraszán található nagyobb krioturbációs formatípus, az idősebb generáció kialakulását a Würm javaglaciálisába lehetne sorolni. Ezt valószínűsíti az a körülmény is, hogy hasonló formák az utolsó glaciális korinak datálhatók, enyhe lejtőjű szoliflukciós–derázis agyag–vályog üledékekben is megtalálhatók.

A mellékfolyók második ármentes teraszának néhány feltárásából (*Vép, Kerecsend*) paleopedológiai adatok figyelembevételével viszont arra is következtethetünk, hogy a kavics lerakódását követően egy interglaciális – esetleg preglaciális – kori talajképződéssel is számolnunk kell. Az *említett két feltárásban pl. a terasz kavics felszínén olyan vörösbagyagos talaj képződött, amelynek kialakulásához szubmediterrán meleg–száraz klímátípus feltételezése szükséges.* Ilyen klímátípus kialakulásával legnagyobb valószínűséggel csak meleg szubhumidus klímátípusok alatt számolhatunk. Ez azt jelentené, hogy a kerecsendi feltárás vörös talaja a vépi kavicsbánya vörös talajfoszlányai és több más hasonló helyzetben levő vörösbagyagos talajunk is a preglaciálisban vagy valamely idősebb interglaciálisban alakult ki. Viszont a vörös talajba mélyülő fagyékek, poligonok, ill. a vörös talaj krioturbációs elkeveredése a Würm vagy más idősebb javaglaciális idején történt. *A poligonok együttese valamelyest nedvesebb, hideg időszakban (anaglaciális klímátípus), míg az előbbieket kettészelő fagyékek hálózata szárazabb hideg periódusban (javaglaciális eleje) alakulhatott ki.*

Gyakran találunk olyan feltárást is, ahol a teraszt lösz vagy lejtős lösz takarja, s a kavicsterasz felső szintjében a fentebb ismertetett krioturbációs formatípusok nem képződtek. Ilyen esetekben a terasz kavicsra előbb szoliflukciósan települt finom agyag került (az anaglaciális eleje) és később ezt az üledéket érte a poligon- és fagyékképződés, majd ezt követően eolikus képződmények takarták be a poligonoktól és fagyékektől háborgatott felszínt. Egyes feltárásokban az eolikus rétegsorra újabb szoliflukcióval települt lejtős lösz vagy vályog került (kataglaciális) s az utóbbi üledéken talajképződés következett be.

Ahol a IIb. sz. kavicsterasz felszínére több fosszilis talajjal megosztott löszös, lejtőlöszös és vályogos üledék telepszik, ott a terasz kavics felszínéhez legközelebb álló fosszilis talajba bemélyülve, azt tagolva fordulnak elő a fagyékek és krioturbációs zavarok. A fagyékek rendszerint a fosszilis talaj fölé települő eolikus anyaggal, homokkal, ill. lejtős szoliflukciós lösszel töltődtek ki. A fagyékekkel tagolt zónát szoliflukciósan telepített rétegzett lösz úgy fedi be, hogy az a szelvényben felfelé haladva egyre inkább rétegzetlenné válik. Azonban mielőtt a következő fosszilis talajba menne át, újabb levelesen rétegzett, ill. vályogos lösz közbeiktatódást találunk (kataglaciális klímátípus). Hasonló üledék-települési sorrend részben vagy egészben szűkebb völgyszakaszokon, a IIb. sz. teraszon három–négyyszer is megismétlődhet olyan esetekben, ahol, mint említettük, a terasz kavics felső részén több generációjú krioturbációs formaegyüttest nem találunk (10., 41. ábra).

### c) Riss glaciális kori talajfagy jelenségek

Arra vonatkozóan, hogy Magyarországon a Würm jégkorinál idősebb szerkezeti talajok, krioturbációs formatípusok találhatóak, idősebb teraszaink feltárásaiban előforduló jelenségek alapján joggal következtethetünk. Legmeggyőzőbb adatokat erre a IV. és V. sz. hordalékkúp-teraszokban jelentkező szingenetikus, krioturbációs jelenségek nyújtanak, továbbá utalnak rá az idősebb pleisztocén hordalékkúpok és teraszok felszínén tapasztalható, többszöri talajképződéssel megszakított talajfagy jelenségek is.

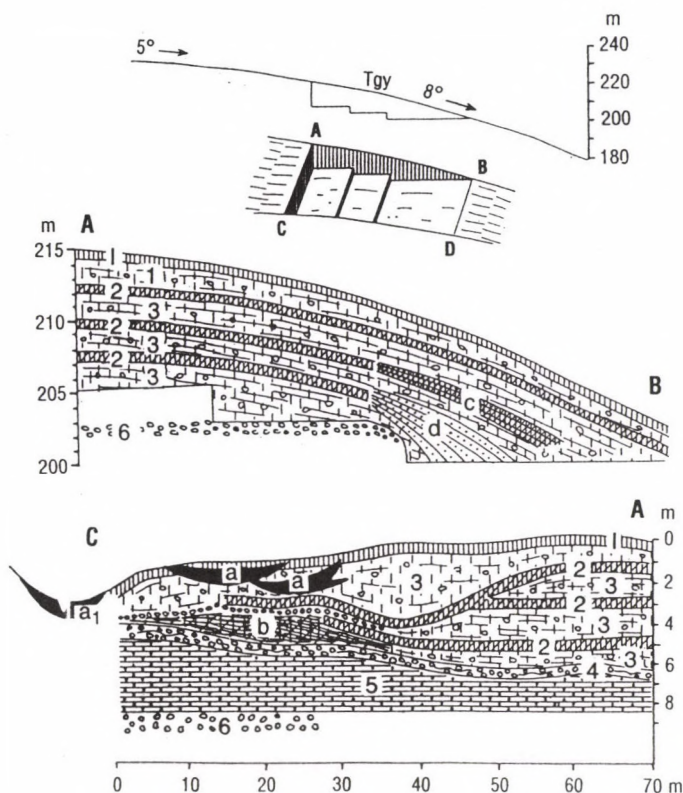
A Kisalföld és az Alföld peremén a IV. sz. hordalékkúp-teraszok felszínén az üledéklerakódás feltehetően a Mindel glaciállal befejeződött. Erre a néhány feltárásban megtalálható faunaleletek nyújtanak támpontot. Pl. a budai Várhegy IV. sz. teraszán települt édesvízi mészkő gerinces faunaleletei Mindel glaciális koriak (MOTTL M.). Általában az az álláspont, hogy a IV. sz. teraszok és hordalékkúp-teraszok a Duna és mellékfolyói völgyében a Mindel–Riss interglaciális kori erózió és tektonikus mozgások következtében váltak ármentessé. Felszínükön tehát a Riss és Würm eljegesedések fagyhatása kifejthette formaalakító tevékenységét. A IV. sz. teraszokon kialakult talajfagytypusokra jó például szolgálhatnak a pestlőrinci Meteorológiai Obszervatórium, ill. a temető környéki kavicsbányák feltárásai (18., 19., 20. ábra) és a Kemeneshát É-i részén levő feltárások (21., 22., 24. ábra), továbbá a Győr–Sashegy pusztánál levő kavicsgödör feltárása. E feltárásokra általában jellemző, hogy a krioturbációs formatípusok három generációja is megfigyelhető, közbeiktatott két talajképződéssel, melyek közül az idősebb fosszilis talaj minden esetben erdőtalaj típus. A Duna III. sz. terasza a Kisalföldön Riss glaciális kori. Korábban relatív helyzete alapján sorolták a Riss glaciálisba, az utóbbi évek során Győr környékén a teraszról *Elephas antiquus* fogmaradványok kerültek elő. A Parndorfi-plató előterében a hegyeshalmi kavicsbányából szintén *Elephas antiquus* lelet került elő. Ez utóbbi területen igen kiterjedt és gyakori periglaciális talajfagytypusok ismeretesek (14., 15., 16. ábra).

A Riss glaciális korinak vehető III. sz. teraszon, ill. hordalékkúpokon kialakult talajfagytypusok a IIb. sz. teraszokon kialakultaknál mélyrehatóbbak, összetettebbek és az előbbiektől, ha nem is könnyen, elkülöníthetők. Ezek az adatok azt tanúsítják, hogy a Riss jégkorszaki talajfagyjelenségek Magyarország területén is elég szép számmal kimutathatók.

Sokkal nehezebb megállapítani a Riss jégkorszaki szoliflukciós és deráziós–szoliflukciós folyamatok formamaradványait és üledékeit. Az utolsó glaciális során ugyanis lejtőinken e folyamatok a Riss, ill. a korábbi glaciálisok formamaradványait, ill. üledékeit a köztes interglaciális folyamatokkal karöltve jórészt lepusztították, áttelepítették, s fiatalabb képződményekkel fedték be.

A Riss jégkor lejtős szoliflukciós és deráziós folyamataira domb- és hegyvidéki folyóvölgyeink deráziós völgyeinek lejtőin található üledékekből következtethetünk. Itt azonban elsősorban a geomorfológiai formák kialakulásának értékelése kapcsán kaphatunk útmutatást, mivel eddig közelebbi adatok elszórtan álltak rendelkezésünkre.





41. ábra. Lejtőüledékekkel eltemetett delle generációk. Zalalövői II. sz. téglagyár homlokzati (A–C) falának vázlatos szelvénye

A kisebb deráziós völgyek finoman rétegzett fosszilis vörösbarna talajjal töltődtek ki (a). A középső nagyobb feltöltődött deráziós völgy pedig finoman rétegzett barnássárga lösszerű vályoggal van kitöltve (3). A feltárás jobb felében három fosszilis pszeudoglejes talaj (2) a középső deráziós völgy felé egy fosszilis talajban folytatódik, mely alatt egy vékony szoliflukciós kavicszinór húzódik. Majd ez alatt amorf rétegződésű, de szintén szoliflukciósan áttelepült fosszilis talaj anyagból összehordott (szemipedolit) réteg fekszik (b). Ez alatt az egész szelvényen át 10–50 cm vastag, helyenként agyaggal kevert szoliflukciós kavicsréteg vonul keresztül (4). Ez egy korábbi deráziós völgy egyik szárnyát képezi. Tovább lefelé finoman rétegzett lösszerű homokos agyag következik (5), melynek a fekéje a Zala IIb. sz. terasz kavicsa (6)

A–B = lejtőmenti szelvény; A–C = lejtőre merőleges szelvény; 1 = agyagbemosódásos barna erdei talaj csonka szelvénye; 1 = alig észrevehető rétegződést mutató barnássárga lösszerű vályog, benne elsórtan kisebb–nagyobb kvarckavicszemek találhatók. Az utóbbiak a magasabb teraszszintről telepedtek át; 2 = pszeudoglejes fosszilis talajok; 3 = szoliflukciós úton áttelepített, finoman rétegzett barnássárga lösszerű vályog, benne elsórtan kvarckavicszemek és mangánkonkréciók; 4 = helyenként vályoggal kevert szoliflukcióval megmozgatott kavicsréteg, mely a magasabb terasz anyagából települt át; 5 = finoman rétegzett lösszerű homokos agyag; 6 = a Zala IIb. sz. terasz kavicsa; a<sub>1</sub> = legfiatalabb, részben kitöltött deráziós völgy, jelenleg eróziós vízmosás árkoja fel; a = kisebb eltemetett deráziós völgy, fosszilis talajanyaggal, szemipedolittal levelezetten kitöltve; b = idősebb eltemetett deráziós völgy, melynek töltelékanyaga amorf levelezettségű áttelepített fosszilis talaj; c = vékony, pár cm-es fosszilis talajokból áttelepített rétegek (szétfésülődött szemipedolit); d = a terasz homlokán erősen ledűlő homokos agyag, homok és vályog rétegecskék, melyek fagydeformálódást is szenvedtek.

Ópleisztocénkori (Mindel, Günz, Duna-glaciális) krioturbációs jelenségekre csupán a hasonló korú szingenetikus krioturbációs formamaradványokból következtethetünk. Günz, ill. Mindel kori krioturbációra vonatkozó adatokat szolgáltattak a Budapest környéki legidősebb dunai hordalékkúp feltárásai (20., 23., 36. ábra, 11., 12., 13. kép). A Cinkota–Mogyoród között lévő magas fekvésű dunai hordalékkúp-kavicsokat geológusaink korábban felsőpliocén korinak vélték, a lőrinci kavicsok alsó szintjével együtt. Amióta a belső krioturbációs jelenségek e hordalékkúp-kavicsból is ismertté váltak, a Duna legidősebb hordalékkúp-teraszának felkavicsolódása a pleisztocén elejére helyezhető. Lehetséges, hogy nem a klasszikus értelemben vett Günz jégkorszak emléke ez a felhalmozódás, hanem az azt megelőző Duna glaciálisé. Erre vonatkozóan az ausztriai Duna-szakasról is említhetünk példát. Linz környékének Duna-teraszait FINK professzorral közösen tanulmányoztuk egy alkalommal és ott a pencki beosztás értelmében vett Günz jégkori kavics-takaró (Altere Deckenschotter) fölött még három jól fejlett Duna-teraszt figyelhattunk meg. A. PENCK és E. BRÜCKNER által Günznek tartott „Altere Deckenschotter” fölött még két teraszt pleisztocén korinak kellett minősítenünk, mivel a szóban forgó terasz fölötti második kavicslerakódás (VII. sz. terasz) feltárásában szingenetikus krioturbációt észleltünk, s csupán a legfelső, VIII. sz. terasz volt minősíthető neogén kori terasznak.

A krioturbációs formatípusok korának megállapításánál a teraszok morfológiai helyzetét, kronológiai értékét kellett segítségül hívni. De ezek nem bizonyultak elegendőnek, mivel elvileg az idősebb teraszok felszínén több glaciális kori talajfagy típusai is megtalálhatók, a terasz kora, relatív helyzete nem mindenkor igazít el a kérdésben. Igen fontos útmutatásokat kaptunk sok esetben a fosszilis talajok vizsgálatából. Többféle talajtípus maradványai alapján az egymás után lezajlott folyamatokat tudtuk kikövetkeztetni. A paleopedológiai adatok értékelésén kívül az előbb említettekkel együtt értékelve a derázios völgyek és a krioturbációs formatípusok egymáshoz való viszonya is segítségünkre szolgált, különösen olyan esetekben, amikor a krioturbációs formák a derázios völgyekben fordultak elő, melyek meghatározott teraszokon képződtek ki.

A krioturbációs formatípusok korbeli tagolása természetesen még több megoldandó kérdést rejteget, mégis már az eddig megállapított különböző fagyforma típusok a teraszok, ill. egyes felszínarabok relatív korának meghatározására is alkalmasak, éppen az eddig ismertetett többoldalú összefüggések alapján.

A periglaciális talajfagy formatípusok felismerése továbbá segítséget nyújt arra nézve is, hogy a jelenkori felszínalakulás, a lejtő lepusztulása, a termőtalaj pusztulása milyen mértékű volt. Azokon a lejtőkön, ahol a talajszelvény alatt a periglaciális fagyjelenségek maradványai megtalálhatók, a jelenkori felszín pusztulása természetesen alárendelt, elhanyagolható, ellenkező esetben a felszín jelenkori formálódása, pusztulása feltételezhető és ez arra indít, hogy más módszerek segítségével annak mértékét is meghatározhatjuk.



# A LEJTŐK ALAKULÁSA A PERIGLACIÁLIS DERÁZIÓS–SZOLIFLUKCIÓS FOLYAMATOK MŰKÖDÉSE SORÁN

## I. A LEJTŐK LEPUSZTULÁSA ÉS A LEJTŐS FELHALMOZÓDÁSOK FOLYAMATAI

E munka tervezetének elkészítésekor a lejtőn végbemenő periglaciális pusztulási folyamatokat és azok formabélyegeit e fejezet első részében, a lejtős felhalmozódás folyamatait és a vele kapcsolatos váztalaj- és általában az üledékképződést a második részben akartam tárgyalni. Azonban a kérdés kifejtésének alaposabb átgondolása után célszerűbbnek látszott az együttes tárgyalás. Erre leginkább serkentett az a körülmény, hogy egy és ugyanazon folyamat a lejtő meredekebb részén letarolást, viszont a lejtő lankásabb részén már anyagfelhalmozódást eredményez. A külön pontokban való tárgyalás többszöri ismétlődésekre vezetne.

*A modern dinamikus geomorfológia a felszíni formákat genetikailag csoportosítja és ennek keretében analitikus elemzéssel foglalkozik azok kialakulástörténetével. Az egyes vagy az összes felszíni formákat azonban úgy is felfoghatjuk, mint különböző típusú, genezisű lejtőket.*

A genetikus formákat jellemezhetjük tehát az alkotó lejtőtípusokkal is. De nem csupán a formák jellemzéséről, hanem azok geneziséről is a legfontosabb adatokat nyújtja a lejtők beható elemzése. A geomorfológia fejlődésének egyes fázisaiban a lejtők elemző vizsgálatára különböző mértékben fordították a kutatók a figyelmüket. *DAVIS a lejtőtípusok figyelembevételével dolgozta ki ciklustanát. CHOLNOKY követte őt ezen a téren is; morfológiájában az alapvető lejtőformák jellemzését adta. W. PENCK a felszínfejlődés irányát magyarázó elméletének módszerét szintén a lejtőtípusok elemzésére építette.*

Újabban a lejtők beható elemzését, azok múltbeli és jelenkori fejlődésének irányát feltáró vizsgálatokat már nem csak a formák keletkezésének, alakulásának magyarázata követeli meg, hanem az egyre sokrétűbbé váló gyakorlati igény is. Ebben a vonatkozásban kiemelhetjük az intenzív mezőgazdasági termelés szempontjából a lejtős talajpusztulás folyamatát, de *a közlekedési és ipari létesítmények egész sora kíván a tudományos kutatástól olyan adatokat, amelyek a lejtők tanulmányozását minden korábbinál fontosabbá teszik.*

A lejtőmorfológiai kutatások gyakorlati fontossága hazánkban csak a legutóbbi években kezd tudatossá válni. Sajnos a geomorfológiai irodalomban nincs még kidolgozva ennek a kérdésnek a problematikája s a meglévő módszerek is kialakulatlanok. Nem lehet a dolgozatnak feladata a lejtőmorfológia átfogó problematikájának és kutatásmódszereinek megadása, mert még csak most kezdtük meg a lejtőtípusok mennyiségi mérési módszerekkel való vizsgálatát. *Jelen tárgyalásunk fő szempontja: a különböző kőzetminő-*

*ség esetén – figyelembe véve a reliefenergiát és az éghajlati kitettséget – milyen lejtőformák alakulnak ki.*

Az e tanulmány keretében kifejtésre kerülő vizsgálati módszerek és az azokkal elért eredmények, továbbá az ezek során felvetődő problémák azonban már mind hozzátartoznak az új követelmények érdekében kialakítandó lejtőmorfológia problematikájához és módszeréhez. Ezt az irányzatot természetesen csak kollektív eszmecseréken és vitákon keresztül lehet megfelelő módon kidolgozni és helyes gyakorlati irányba vezetni.

## **1. A lejtők lepusztulása a kifagyás hatására**

A lejtők alakításában résztvevő többféle külső erőhatás közül a jelenkorban a folyóvízi lineáris erő tevékenysége az uralkodó. A magyarországi domborzat ugyanis nem emelkedik a mérsékelt éghajlati öv régiója fölé. A klimatikus morfológiai kutatások eredményei azonban azt bizonyítják, hogy a pleisztocén glaciálisokban hazánk területére, így a lejtők alakítására is a periglaciális klimatikus régióban ható lepusztító folyamatok voltak a legnagyobb hatással. A jelenkorban és az interglaciálisokban uralkodó *normális folyóvízi lepusztulás folyamatát és eredményeit a lejtőalakulásban figyelembe vettük, de azokat itt részleteiben nem tárgyaljuk.*

A periglaciális lepusztulás egyik legjellemzőbb faktora a *szálban álló kőzeteknek a felaprózódása (gelifrakció) a fagyhatásra.* A kifagyás szerepe olyan nagy lehet, hogy ez irányítja a lejtők bizonyos részeinek fejlődését. Hatásában különböző, mert az éghajlattól, a megtámadott kőzetek természetétől, a kőzetek orográfiai helyzetétől nagymértékben függ. *Működése huzamosan tart,* ha a kifagyás, vagy másként fagyreسلés által felaprózott, rendszerint különböző szemnagyságú kőzettörmelék elszállításra kerül.

### **a) A kifagyás formái**

A kifagyás egyenlőtlen mértéke következtében a szálban álló kőzet petrográfiai összetételének és szerkezetének megfelelően *merész sziklafalak, szirtek, álló kővek, sziklabarlangok, gombasziklák, ingókővek* alakulnak ki. E formákat periglaciális képződményekként elsőnek LOSINSZKY (1912) lengyel geológus értelmezte.

Középhegységeinkben szintén gyakoriak a bizarr formájú, kifagyással keletkezett dolomitsziklák és tornyok, fagyrepsztéssel feldarabolt gránitblokkok; a vulkáni tufákból és agglomerátumokból kiformált „tornyok”, „állókővek”, „kapuk”, a többféle kőzetben kivájt „sziklafülkék” stb.

A meredek lejtők oldalán kialakult legnagyobb kifagyásos formák a *tölcsér alakú völgygaratok és a közöttük helyenként többször ismétlődő hatalmas cukorsüveg keresztmetszetű rövid oldalgerincek.* Ezeknek a formáknak a létrejöttét azonban már a kifagyott



törmelék lejtőn való gravitációs mozgása is nagymértékben elősegítette, a kifagyás mellett. Az ilyen formák jelenkori képződését CHOLNOKY (1911) a Spitzbergákról részletesen ismertette.

Ezekhez hasonló fosszilis formák meredek lejtőjű mészkő, dolomit és vulkanikus kőzetek oldalán hazánkban is több felé előfordulnak. Legfejlettebbek a Visegrádi-szorosban a Szent Mihály-hegy oldalán ülnék. A kifagyás során a szálban álló kőzetek lejtők oldalai általában önmagukkal párhuzamosan pusztulva hátrálnak. A meredekebb lejtők pusztításában a kifagyás hatékonyságát erősen növelte a gravitáció hatására legördülő kőzettörmelék, a *kőfolyás mechanikus koptató tevékenysége*. Ennek mértékére a tölcsergaratos függővölgyekből következtethetünk vissza.

Ha a kifagyás során felaprózódott durva kőzettörmelék orográfiai helyzete miatt jelentősebb szállítást nem szenvedett, a szálban álló kőzetet az ún. „kőtenger” borítja be (45. kép).

A kőtenger képződése a kifagyásnak már nem csupán lejtőpusztító tevékenysége, hanem üledékfelhalmozódást is jelent. Sőt, ha a *kőtenger mint mechanikai mállás periglaciális fáciése* (BÜDEL 1937, KERÉKES 1941) nagyobb vastagságban felhalmozódik, akkor megakadályozhatja a fagy behatolását a szálban álló kőzetig. Ezzel a kifagyás előrehaladása, a *lejtő további lepusztulása a szálban álló kőzetben lelassul*.

A periglaciális kőtengerek képződésével elsőnek szintén LOSINSZKY (1912), majd részletesebben BÜDEL foglalkozott (1937). A hazai irodalomban BULLA és KERÉKES tanulmányai hívták fel rá a figyelmet. Előfordulásukat azóta középhegységeink egyre több lejtőjéről, gránit, andezit, bazalt, homokkő, kvarcit kőzetekről leírták. Már KERÉKES felhívta figyelmünket arra, hogy a *kőtengerek főként a D-i kitettségű lejtőkön a leggyakoribbak*. Azonban eddig elég kevés a pontos megfigyelés abban a tekintetben, hogy milyen magasságban, milyen expozíciójú és lejtőszögű lejtőoldalakon fordul elő.

## 2. A kőzettörmelék felhalmozódása a lejtőn

A Magyar-középhegység kiterjedéséhez mérten kicsinyek azok a foltok, ahol ma szálban álló kőzet a felszínre bukkan. Ezek a meredekebb lejtőoldalak és kis kiterjedésű kupolaszerű csúcsok vagy hegygerincek. Hegységeink magasabb, kiterjedt hátain és lejtőin pihenőin üledékfelhalmozódás ugyan nem volt, de a fagybehatolás következtében néhány dm, sőt helyenként, az adott viszonyoknak megfelelően *méteres vastagságú váztalaj alakult ki*. Az ilyen síkokon vagy enyhe lejtőkön az anyageltávolítás lassúbb volt, mint a kőzetek szétaprózódása. Középhegységeink árkos medencékkel, völgyekkel, völgymedencékkel általában erősen tagoltak voltak az utolsó glaciálisban is, ennél fogva igen sok és sokféle kitettségű lejtőn folyt anyagszállítás és felhalmozódás. A területi kutatások tapasztalatai azt mutatták, hogy az egyes középhegységeinket lejtős törmelék vastag zónája övezi (46. kép).

A lejtőket beburkoló durva törmelék hasonlóképpen fagyaprózódással keletkezett, mint a kőtengerek anyaga, de ezek mint omladéktömegek a meredek lejtők lábánál halmozódtak fel. Nagy részük egyszerűen a nehézségi erő hatására gördült le a lejtőn. KERÉKES is rámutatott, hogy a jól fejlett törmeléklejtők a D-i kitettségű lejtőkön a gyakoribbak. Ezt a jelenséget a fagyváltozékonyságnak a D-i oldalon való gyakoribb voltára vezetik vissza. A kőzettörmelék a lejtős sziklafalak oldalához meredek egyenes lejtővel támaszkodik. *A legördülő kőzettörmelék pedig szemnagyság szerint úgy osztályozódik, hogy a legdurvább elemek a lejtő lábánál halmozódnak fel* (törmelékgaratok, talus). De megfigyelhető néhány erre alkalmas feltárásban az is, hogy az egymásra gyakran 20–25°-os lejtőszögben települő lejtőtörmelék-összetek a lejtővel párhuzamosan rétegzetek. A rétegződést a durvább és kevésbé durva, nagy hézagterfogatú törmelékanyag egymásra települése adja ki (eboulis ordonnées). Az ilyen egyszerű nehézségi erő hatására felhalmozódott lejtős, gyakran rétegzett törmelék 30–37°-os szögben is jelentkezik.

Természetesen a lejtő alján így felgyülemlett lejtőtörmelék továbbra is ki volt téve a fagyaprózódásnak, mégpedig az orográfiai helyzet, a kőzetminőségi és a kitettségi viszonyok függvényeként különböző mértékben. *A hosszabb ideig tartó kifagyás során finom kőzetliszt is képződött*, melynek jelentős részét a glaciálisok erős deflációs tevékenysége elszállította. De az időszakosan fellépő nyári zivatarok is tova szállították a finomabb-durvább kőzettörmelékeket s a lejtő lábánál, ill. a völgy talpán felhalmozták.

A kifagyás mértéke sem volt egyenletes, évszakosan bizonyos mennyiségű málladékananyag is termelődött, ill. a glaciálist megelőző interglaciálisban keletkezett málladékananyag egy része is belekeveredett a törmeléklejtő anyagába. A lejtő magasabb részén, különösen a sziklafalhoz támaszkodó vonalban a kifagyással keletkezett kőzetliszt nagyobb mennyiségben volt jelen, s míg az ilyen vázталaj nedvessége kiszáradással meg nem szűnt, a szél sem tudta elszállítani. Tehát periodikusan, de epizodikusan is volt kőzetliszt-felhalmozódás, ha az hosszabb ideig nem is maradt helyben. Ezeknek segítségével a lejtőtörmelék elszállításában a krioturbációs és szoliflukciós folyamatoknak is bőven akadt szerepük, amikor az anyag a felszínen – hóolvadások idején – átnedvesedett. Ilyen esetben kombinációk jöttek létre a nehézségi erő hatások és a szoliflukciós–krioturbációs módon történő lejtőletarolásra, mégpedig úgy, hogy időszakosan hol az egyik, hol a másik szállította a lejtőtörmeléket. Ennek nyomai is megmaradtak a lejtővel azonos szögben dülő rétegzett lejtőtörmelékekben, ahol a durvább réteg kötegecskére finomabb elemeket, kőzetlisztet vagy agyaghártyát is tartalmazó törmelékréteg telepszik, amelynek *a neve grèzes litées* a francia szakirodalomban. Az utóbbiak lejtőszöge nagyon változatos (5–35° között), de enyhültebbek, mint a kizárólag a nehézségi erő hatására létrejöttéké.



### b) Periglaciális lejtős vályogtakaró

A fentiekben tárgyalt, rétegzettséget csak alárendelten tartalmazó, húzóódó, durva lejtőtörmelék mai lejtőinken csak elvétve kerül a felszínre. Hegységeink jelentős vastagságú húzóódó törmelékkel kúppalást-szerűen övezett lejtőit, továbbá szálban álló alacsonyabb hegylábfelszíneit egytől több méter vastagságú agyagos-vályogos, lejtőlöszös takaró vékonyabb lepelként borítja. A lejtőket borító vékony köpeny anyaga (Decklehm) általában fokozatosan megy át az alatta fekvő finomabb kőzettörmelékből álló lejtőtörmelékbe, mely gyakran az érintkezési zónában maga is agyagos-vályogos beágyazottságú. A rétegzett és finomabb lejtőtörmelék is tulajdonképpen átmenet a vályogos-agyagos, lejtőlöszös takaró réteg felé.

A középhegységeink lejtőit beborító agyagos, lejtőlöszös vályogtakaró tehát szintén periglaciális lejtőfelhalmozódás. S mivel a durvább lejtőtörmeléket általában mindehütt befedi, bár azzal a mélyebb rétegekben helyenként ölelkezik is, azt tanúsítja, hogy az utóbbinál fiatalabb képződmény.

A lejtőletarolás mértékére és módjára jelen esetünkben is a felhalmozódott üledékek összetételéből, rétegzettségéből stb. következtethetünk. Mielőtt az anyagszállító és felhalmozó folyamatok elemzésére kitérnénk, meg kell jegyeznünk, hogy a szóban forgó finom anyagú üledékköpeny különböző fáciesben nem csak középhegységeink lejtőin, hanem az ahhoz kapcsolódó dombságok és a Dunántúli-dombság lejtőin is mindenfelé megtalálható. Ez a periglaciális lejtőüledék azonban már nem egyszerűen a mechanikai aprózódás periglaciális fácieseként alakult ki, hanem a korai-, késői glaciális kori és interstadiális időben képződött málladékanyagok, talajok – rétegzetten és amorfan – a mechanikailag felaprózott anyaggal összekevert képződménye.

A hegységeink és dombságaink lejtőit beborító különböző összetételű periglaciális üledékköpeny vastagsága a lejtőn lefelé lassan növekszik. A felhalmozódott anyag mennyiségéből ítélve az áttelepítés mértéke igen számottevő volt. A lejtőt taroló és egyúttal üledékfelhalmozó folyamatokban a fagyott talajon működő szoliflukciós, a lejtőleöblítés és a szél pusztító és üledékfelhalmozó tevékenysége, sárfolyásos, suvadásos és csuszamlásos – összefoglalóan a derázios folyamatok – vettek részt.

### 3. Szoliflukciós lejtőletarolódás

A szoliflukció szó fogalma alatt világszerte igen különböző lejtős talajmozgásos folyamatokat értenek. Tárgyalásunk során a szoliflukció megjelölés alatt a lejtőn felengedett talaj elmozdulását értjük a fagyott altalaj fölött. Ez a folyamat nivális vagy szubnivális klímával jár együtt és a szoliflukció fogalmának szűkebb értelmezése. Az állandó vagy időszakos talajfagy felengedése során meginduló talajmozgást újabban geliszoliflukciónak, kongeliflukciónak is nevezik (BÜDEL, BRYAN), megkülönböztetésül a tágabb értelemben vett lejtős anyag- és talajmozgásoktól.

A szoliflukciós letarolás a lejtőn a fagyváltozékonyságnak, a felengedett talaj képlékenységének, a lejtőszögnek, a lejtő kitettségének, a talajnedvesség mértékének és

az átnedvesedés időtartamának, periódusának és még számos más tényezőnek a mértékétől függ. Ezeknek a komponenseknek az együttes szerepét még a jelenkori szoliflukciós területeken sem tanulmányozták elég behatóan. Még kevésbé ismeretes ez a hajdani periglaciális területekről.

Mindenesetre az egyre szaporodó, megfelelő feltárások tanulmányozásával a szoliflukciósan felhalmozott vagy szállított üledékek litológiai szerkezete megismerésével a lejtős geliszoliflukció néhány típusát mégis meg tudjuk különböztetni.

#### a) *Turbulens anyagszállítás*

A szoliflukciós anyagok fogalmkörébe soroljuk először is az enyhén lejtő sík felszíneken kialakult szerkezeti talajok lejtős változatait, mint pl. a sávós *barázdahantos agyagtalajokat* (38. kép), a kőszávokkal barázdált talajt. Ezek a köves, ill. agyag poligonok lejtős átmeneti formái, vagyis a szoliflukciós letarolás ezen formái *turbulens lejtőmozgással* alakulnak ki. A szoliflukciós letarolás e típusa, bár areálisan szállítja lefelé a lejtő anyagát, mégis bizonyos sávokban a lejtővel párhuzamosan, irányítottan halad. Eközben a regeláció hatására szemnagyság szerinti osztályozódás is folyik (37., 38. kép). Az anyag szoliflukciós mozgása barázdákban általában *turbulens* tendenciát mutat, a vályog vagy homokos agyag erősen összekeveredik.

#### b) *Lamináris szoliflukció*

A szoliflukciós anyagszállítás maradványait megfigyelhetjük *lamináris lapok mentén* is. Enyhébben lejtő térszínen híg anyag lassú folyásának hatására a különböző agyag, vályog, vörösgyag lamellák szerkezete lemezes, örvénylő mozgásra nem utalnak (47., 49., 53. kép). Az agyag, vályog lamellák néhány dm-nyi vagy legfeljebb 1 m-es összvastagságából arra következtethetünk, hogy az anyag e szakaszon főként szállításban és nem felhalmozódásban volt. A szoliflukciós anyagszállítás e típusa általában csak pelitekben dús üledékekből alakult ki. A lamellák elhelyezkedéséből és különböző anyagából ítélve a folyamat rövid időszakokban működhetett.

#### c) *Amorf szoliflukciós anyagszállítás*

A harmadik, az előzőktől jól elkülöníthető típus az *amorf szoliflukciós anyagszállítás*. Agyag, vályog, homokos agyag vagy agyaghártyás és agyagba ágyazott kavics képezheti a szoliflukciósan mozgatott lejtő anyagát. A massa nem mutat rajzolatot,



rétegződést vagy téasztaszerű gyúródást; egyveretű, de nem egynemű. Gyakori az agyag-bemosódásos barna erdei talajok vályogos, agyagos „B” szintjének a teljes elkeveredése homokkal, kavicssal, lejtőlösszel.

Felismerése nem mindig egyszerű olyan esetekben, ha az áttelepülésben csak egyféle közettípus vett részt. Ez a típus már nem túlnyomóan pelites kőzetekből alakult ki, de elegendő agyagos frakcióra szükség volt s az fel is lehetett mindig (50a., 50b., 51. kép).

#### d) Kombinált típusok

A lejtőn levő feltárásokban elég gyakran találkozunk olyan esetekkel, amikor az előbbi típusok egymással váltakozva szerepelnek, mégpedig nem csupán az egymásra települő rétegek szoliflukciós áthalmazódása más típusú, hanem a lejtőszög változásával ismét változik a letarolódás, ill. a felhalmazódás menete. Kitűnő példa erre a kerecsendi feltárás a Laskó-patak mellett (*Id., 8. ábra és 37. kép magyarázatát*). E feltárásban a 4. réteg laminárisan mozgó szoliflukcióval lamellás szerkezetű, majd a vörösayag alapanyaga amorf szoliflukciós massa, amelyben enyhe lejtőn mértani alakzatú szoliflukciós talaj, a sávosan barázdált talaj típusa, kéve formájú vályogzsákjai láthatók; erre a szintre újabb amorf szoliflukcióval települt a felső meszes vályog.

A feltárásnak erősebben lejtő szélén a szoliflukciós letarolás bizonyítékai kerültek napfényre (48. kép).

A kombinált szoliflukciós anyagszállítás egy másik példáját a 49. kép szemlélteti. A kerecsendi téglagyár egyik 4 m-es feltárásában egynemű barna periglaciális vályogban hosszan elnyúló, 10–20–40 cm vastag, pannóniai agyagból álló lépényt sikerült megfigyelni. Meg kell jegyezni, hogy az egynemű, amorfnak tűnő glaciális vályogban – részletesebb megfigyelés után – egy vastagabb köteg, igen éles vízszintes határfelületeken, lemezesen válik el.

Két különböző típusú szoliflukciós folyamat néha éles diszkordanciával válik el egymástól. Erre példaként az 50. képet mutatjuk be. A kép alsó részében a lamellás agyag, vályog rétegek fekszenek, rájuk diszkordánsan amorf szoliflukciós masszaként áttelepített fosszilis agyagbemosódásos barna erdei talaj „B” szintjének vályog anyaga telepszik. Ez a képen ábrázolt feltárás arra is felhívja a figyelmünket, hogy az amorf szoliflukciós anyagszállítás jelentős lejtőpusztítást végez, de ugyanakkor a lejtő meredekségét egyre inkább gyengíti.

A kombinált típusok közé kell sorolnunk a terasz és hordalékkúp peremek feltárásaiból előkerülő szoliflukciós anyagszállítás és felhalmazódás nagyon sokoldalú menetét is. Maga a durva homokos kavics nem alkalmas szoliffluidálódásra. Benne ugyanis nagyon kevés a pelites anyag, amely képessé teszi a kőzeteket a szoliffluidális halmazállapot elérésére. Azonban az idősebb kavicsteraszon az Alpok K-i előterében az interglaciálisban, inter-stadiálisokban a csapadékos klíma hatására erősen agyagbemosódásos horizontú talajok képződhetnek ki. Ezen az agyagos, vályogos talajtakarón indulhatott meg a teraszperemeken a lejtős szoliflukció. Működése közben az agyagos masszába a fekvő kavicsanyaga is belekeveredett, a kavicszemek így agyagos közegbe ágyazódtak be, ill.

már a talajképződés során is agyaghártya borítást kaptak a felső rétegek kavicsszemei. Ilyen körülmények közepette azután a lejtőn lassú amorf szoliflukciós mozgással egyre vastagabb kavicsréteg távozott el és halmozódott fel a terasz homlokzata előtt. A terasz és hordalékkúp peremek ezáltal enyhültebb lejtőkké váltak. A szállítás közben visszamaradt agyagos kavicsra példa az 51. kép, melyen meszes lepényekkel tagolt, amorf agyagos kavics látszik. Az 52. kép pedig a kombinált szoliflukciós folyamattal a lejtő lábánál felhalmozott agyagmasszás, agyaghártyás, homokos kavicsot mutatja be. Amint a feltárásokból kivehető, az ilyen módon felhalmozott anyag vastagsága 4–10 m között váltakozik. Ez a kérdés már átvezet a szoliflukciós üledékfelhalmozódáshoz.

\*

A szoliflukciós lejtőletarolódás és felhalmozódás folyamatát eddig a lejtők egész szélességében egyenletesnek tételeztük fel, s többek között a lejtő erősödése következményének fogtuk fel a szoliflukciós típusok váltakozását. Ez azonban részleteiben nem egészen így van. A sávosan barázdált talajban a szoliflukció, mint említettük – bár felületileg hat – egymástól elkülönült barázdákban megy végbe a lejtő irányával párhuzamosan. Ehhez hasonló irányított, de szélesebb pásztákban megy végbe a szoliflukció a *derázis völgyekben*, ill. kisebb dellékben (ld. később a 7. pontban).

#### 4. A szoliflukciós üledékfelhalmozódás típusai

A szoliflukciós letarolás menetét, típusait is tulajdonképpen a felhalmozódott üledékek tulajdonságai alapján igyekeztünk rekonstruálni. Tehát a szoliflukciósan szállított üledékeket részben már ismertettük, de a lejtőkön és azok aljában felhalmozódott anyag jellemzésére röviden még ki kell térnünk.

A szoliflukciós anyagszállításnak eddig megfigyelt főbb típusai és az anyagáthalmozódás eredményeként a lejtőn és annak alján egymásra rakódott üledékek között bizonyos összefüggést sikerült felismerni. *A több méter vastagságban felhalmozott üledékeknek három főbb típusa figyelhető meg leggyakrabban.*

a) A vékony agyag-, vályoglapokkal *laminárisan mozgó szoliflukció a lejtőn és a lejtő alján hasonlóképpen lamellásan rétegzett levelezett, agyagos, vályogos, 2–5–6 cm-es réteglapokat halmoz egymásra (50–53. kép).* Ezek a réteglapok színükben (többé vagy kevésbé oxidált, redukált vagy eredeti kőzet megtartású) és anyagukban is különböznek egymástól. Gyakran fosszilis talajok vályogos „B” szintjének foszlányai, meszes agyagos lepények és áttelepített pannóniai agyag különbözőképpen elszínezett részei helyezkednek egymásra. A lamellás rétegek között helyenként megtalálhatók mindazok az üledékek, amelyeket a szoliflukció a lejtőn magával ragadott, tehát a lejtő köpenyszerű anyagán kívül a domb- vagy hegyoldalt felépítő pelites laza képződmények is. A lamellák enyhén hullámosak, hacsak utólagosan a krioturbáció össze nem gyűrte őket. Normális településben a lejtős szoliflukció lamináris réteglapjai nem nagy mértékben zavartak. Ha azonban



a felhalmozódási helyen még más glaciális fázisban is a felszínhez közel maradtak, akkor a felhalmozott szoliflukciós vályogot, agyagot a krioturbáció folyamata erősen megzavarhatta, összegyüredezhette. Zseb-, cseptalajok stb. alakulhattak ki rajta.

A szoliflukciós anyagfelhalmozódásnak ezt a típusát dombságaink és hegységeink lejtői alján és a völgytalpak szélén, útbevágások feltárásaiban, ott, ahol agyagos vályogos üledékek fordulnak elő, gyakorta megfigyelhetjük. Ennek az anyagnak rossz lefolyású völgyek talpán vagy azok szélén való megjelenése azt igazolja, hogy a szoliflukció a völgyek feltöltésében is részt vett.

*b) A szoliflukciós üledékek szintén elég gyakran előforduló másik típusa az amorf vályogos, agyagos massa.* Ez az üledék különböző szemnagyságú elegyrészekből – agyag, homok, sőt kavics – tevődhet össze úgy, hogy az elemek egyenletesen keverednek el. Előfordul rétegzetlen és rétegzett formában is. A rétegzettséget csupán az anyag vízszintes lapok mentén való elválása mutatja. Az üledék alap- vagy kötőanyaga rendszerint fosszilis erdei talaj elkevert „B” szintje. Tehát az ilyen *szolifluidálisan felhalmozott váz talajokban* a korábbi fosszilis talajok anyaga felhígított formában van jelen (szemipedolit). Ez a körülmény a későbbi – jelenkori – talajképződésre is befolyással volt.

Az ilyen amorf talajban az utólagos krioturbáció nyoma nehezen ismerhető fel, ha csak nem idegen anyaggal kitöltődött fagyékek vagy agyagpoligonok tagolják.

A szoliflukciósan felhalmozódott üledék e két típusa helyenként egymásra települve kombinálódik, miként azt a letarolás folyamatával kapcsolatban előbb ismertettük.

*c) A szoliflukciós üledéktípusok keletkezésének rekonstruálása.* Ha a lamináris szerkezetű agyagos réteglapok vastagsága a néhány cm-t nem haladja meg, arra lehet következtetni, hogy az anyag lejtőn való mozgása akkor volt folyamatban, amikor a nyár elején még csak néhány (2–6) cm mélységig hatolt le a talaj felengedése. A felengedett agyagos rétegecske az olvadékvizektől erősen képlékennyé vált és a lejtőn a napszaki regeláció hatására – esetleg nappal sárfolyásszerűen – az alatta még fagyott anyagon lefelé mozgott. Ez a folyamat azonban csak egy meghatározott ideig tartott, amíg a talaj mélyebben nem engedett fel a levegő középhőmérsékletének általános emelkedése következtében. Bizonyos lejtőkön (előnyös D-i kitettség stb.) azonban mire a talaj a közepes léghőmérséklet hatására mélyebben felengedett, az olvadékvizek már lefolytak.

A nappali inszoláció egyes lejtődarabokon a havat már a közepes hőmérsékletnek 0° fölé való emelkedése előtt megolvaszthatta. Emiatt mire a lejtőkön a talaj mélyebben is felengedett, az agyagos felszín már részben vagy egészen kiszáradt, s a szoliflukció folyamata leállt.

Az *amorf szoliflukciós üledékben* az agyagtartalom csak bizonyos hányadban van jelen, sok benne a homokos vagy homoklisztes frakció. Ha előfordul benne durvább szemnagyságú kavics, az rendszerint elszórtan helyezkedik el, kivéve, ha a massa túlnyomó része kavics.

Figyelembe véve az anyag ásványi és szemnagyság szerinti összetételét, továbbá települési módját (*pl. 50. kép*), az áthalmozódás menetére az alábbi módot valószínűsíthetjük:

A kiindulási felszín a szoliflukció kezdetén lehet fosszilis (agyagos, vályogos) talaj, mely alatt homok, homoklisztes frakciójú kőzet telepszik. Ez utóbbi önmagában nem, vagy

nem annyira szoliflukció-veszélyes, mint a felső agyagos-vályogos talaj. A felső, sötétebb színű vályogos talajba a kora nyári felengedés eleve mélyebben hatol be, s ezáltal vastagabb talajréteg nedvesedik át és kerül szolifluidális halmazállapotba. Továbbá, mivel nem olyan mértékben vízzáró, mint az előző típus pelites anyaga, az olvadékvizekből többet tud tározni, azok lefolyása lassúbb. Majd a szoliflukció előrehaladásával a néhány dm-es talaj helyenként kivékonyodik és az alatta lévő homokkal vagy homoklisztes anyaggal finoman keveredik a lejtőmozgás közben. Így a mozgás lassúbbá válik, az olvadékvizek egy része is bejut az egyre mélyebben felengedő talajba és ezáltal vastagabb, néhány dm-es réteg szoliflukciós mozgása is bekövetkezhet.

A talaj az olvadékvizek elfolyása után sem szárad ki olyan gyorsan, mint az előző típusnál. A fosszilis talajvályog a lankásabb lejtőkről és lejtős pihenőkről, sőt az enyhén lejtő dombhátról is lassan pusztul, ezáltal jó ideig marad pelites anyagutánpótlás a szoliflukció működtetésére olyan esetben is, ha már a lejtő meredekebb részein az alapot képező homok vagy homokliszt került a felszínre. Az ilyen típusú, nem annyira híg szoliflukciós massa a lejtőn nem képes vékony lapok formájában mozogni, hanem inkább a regeláció hatására „hernyószerű” mozgást végez, közben az agyagfrakció egyenletesen elkeveredik, a durvább szemcsék agyaghártyával kérgeződnek be.

Az itt vázolt folyamatot természetesen a kitettségbeli különbségek is jelentősen befolyásolhatják. Az is lehetséges, hogy az előző típustól való eltérés a kőzetminőségen kívül csupán a kitettségben nyilvánul meg.

Vannak arra nézve is adatok, hogy a jórészt pelites kőzetekből felépített *északias kitettségű lejtőkön a szoliflukciós letarolódás, anyagszállítás szintén mélyrehatóbb*. A hótakaró olvadása az É-i lejtőn késik a délihez viszonyítva. A hó teljes elolvadására itt akkor kerül sor, ha a levegő közepes hőmérséklete tartósan a fagypont fölött marad. De ilyenkor már a talajfagy is gyorsan felenged és az olvadékvizek mélyebben átáztathatják a talajt, mint a D-i kitettségű lejtőkön. Ennek következtében a szoliflukció már relatíve melegebb havi középhőmérsékleten kevesebb ideig tartó regelációval, mélyebb képlékenységgel mehet végbe a lejtőn. Ennek az lehet a következménye, hogy a vastagabb agyaglepények csúsznak, de gyakran rognak, csuszamlanak le a lejtőn. Ez utóbbi különösen akkor tevékeny, ha az agyagos rétegek közé vízvezető homokos agyag, homokrétegek is közbeiktatódnak.

E néhány típus tárgyalásával csupán a leggyakrabban működött folyamatok feltételezhető, valószínűleges lejtőszódását kívántuk érzékeltetni a rendelkezésre álló, de még egyáltalán nem elegendő adatok alapján. Azt is hangsúlyozni kell, hogy nehéz megállapítani, melyik folyamat volt az általános s melyik a különös. Továbbá az átmenetek egész sorával kell számolnunk, a természetben lefolyt jelenségek sokféle, még ismeretlen együttható tényezője folytán.

Az azonban tény, hogy különböző típusú szoliflukciós folyamatok működtek és hogy jóval nagyobb területen végeztek letaroló és üledékfelhalmozó munkát, mint azt korábban gondoltuk.

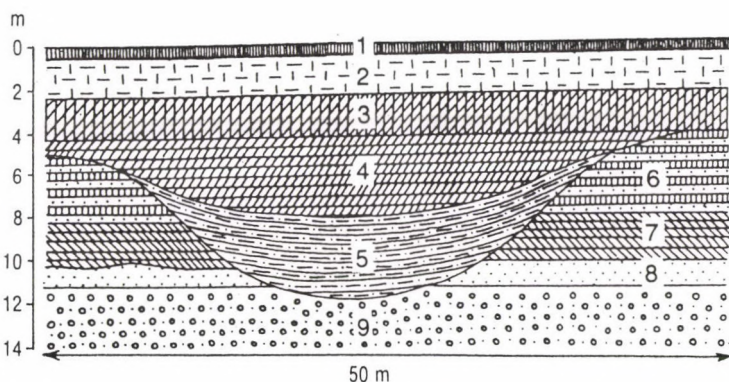


## 5. A fagyott talaj lemosása: deráziós szoliflukció

Az eddigiekben a szűkebb értelemben vett szoliflukcióval, az ún. geliszoliflukció működésével foglalkoztunk. Olyan típusokkal ismerkedtünk meg, amelyeknél általában jól felismerhető az anyagnak a regeláció hatására történt mozgása, ill. áthalmazása.

Az alábbiakban a szoliflukció letarolásának az üledékfelhalmozódásnak az olyan eseteit vizsgáljuk meg, amikor a lejtő lepusztulása, ill. az anyagszállítás és felhalmozódás az időszakosan fagyott talajon ment végbe, de az anyag szállításában és lerakásában a regelációnak kisebb, alárendeltebb a szerepe, túlsúlyba lép az olvadékvíz, mint anyagszállító közeg.

A *regeláció hatására végbemenő anyagmozgatás és az olvadékvíz anyagszállítása* között a feltárási adatok alapján sok átmeneti állapot feltételezhető. Az előbbi főleg a vályogos, homoklisztes kőzeteken, fosszilis agyagbemosódásos erdőtalajok felszínén jellegzetes, míg az olvadékvizek – esetleg záporvizek – lehordó hatása jórészt a homok, löszös homok, homokos lösz frakciójú kőzeteken volt egymagában is igen jelentős lejtőformáló tényező, minden olyan dombsági és hegylábi előtér lejtőin, ahol az említett kőzetek voltak a felszínén. Előljáróban még azt is megjegyezzük, hogy e folyamat – *deráziós leöblítés* –

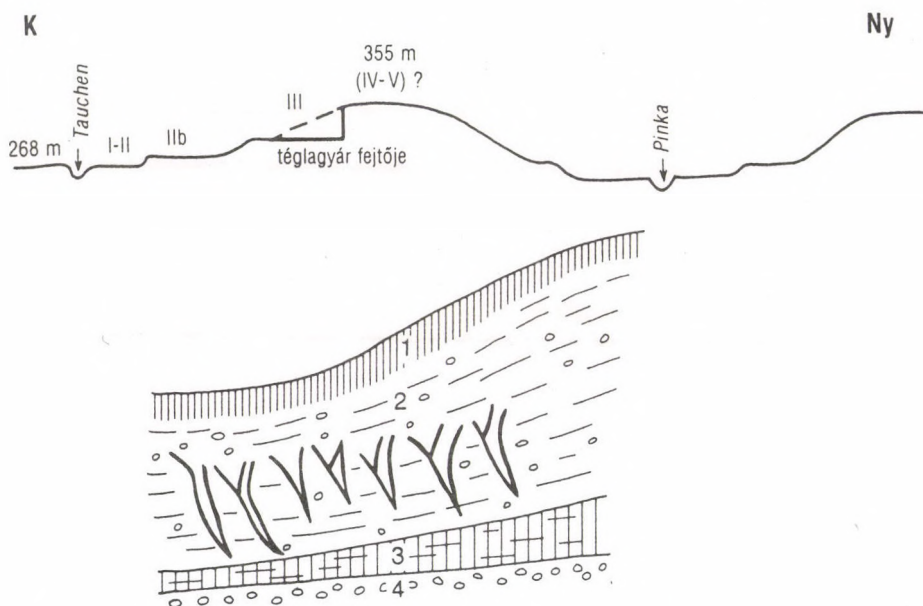


42. ábra. Feltöltött deráziós völgy. Nagykanizsai I. sz. téglagyár fejtőjének egy részlete (1960)

1 = agyagbemosódásos barna erdei talaj; 2 = szoliflukciós lösz; 3 = fosszilis vályogtalaj; 4 = szoliflukciós úton áttelepített fosszilis lessivé talaj anyag, finoman rétegzett; 5 = finoman rétegzett homokos agyag, agyagos homok, egy kisebb deráziós völgy szoliflukciós töltelékanyaga; 6 = finoman rétegzett, homok és lösz rétegek váltakozása; 7 = szoliflukciósan áttelepített fosszilis talaj, lösz és homok finoman levelezett rétegződése; 8 = folyami homok, fagyhatásra deformálódott, felső része szoliflukciósan áttelepült; 9 = folyami kavics. A téglagyár fejtőgödre egy nagyobb, lapos deráziós völgy oldallejtőjén helyezkedik el. A szelvényből jól látható, hogy a szoliflukciós felhalmozódás a teraszanyagon kezdődött meg. A 8. számmal jelzett folyami homokra a 6., 7. réteg szoliflukciós úton települt rá. Majd később deráziós völgyképződés és annak kitöltődése volt folyamatban. A deráziós völgy teljes kitöltődése után agyagbemosódásos erdei talaj képződött (3. réteg). Erre szoliflukciós–deráziós folyamattal rétegzett lejtőlösz települt. Végül a mai felszínen levő agyagbemosódásos erdei talaj alakult ki. A kavicsra települt lejtőüledékek würm glaciális koriak, erre utalnak a nagykanizsai téglagyárak hasonló anyagából többször előkerült *Elephas primigenius* csontmaradványok. A leletek egy része a nagykanizsai múzeumban van

megfelelő kőzetminőségi feltételek mellett a már geliszoliflukciósan pusztuló lejtőn is működött. Egymást követően a két folyamat egy feltárásban egymásra települt üledékekben helyenként világosan észlelhető, mégpedig úgy, hogy a deráziós leöblítés a regelációs folyamatot követte. A deráziós üledék általában a geliszoliflukciós anyagon fekszik. Egyes feltárásokban a geliszoliflukciós és a deráziós szoliflukció (hóolvadékvíz és csapadékvíz) üledékei egymással többször ismétlődnek.

A szóban forgó folyamatot, amely a szó szűkebb értelmében vett szoliflukciótól sokszor csak mennyiségbelileg – általában azonban a nem pelites üledékeken minőségileg is – különbözik, *deráziós szoliflukciónak* nevezem, szemben a geliszoliflukcióval. E folyamat valószínű mechanizmusát legmegfelelőbb módon ismét csak a lejtőn felhalmozott üledékek finomrétegtani jellemzése után adhatjuk meg. Mivel az üledékek rétegződése kőzetminőségileg bizonyos különbségeket mutat, az ismertetésüket a jellemző frakció részaránya szerint végezzük el.



43. ábra. Krioturbált és szoliflukciós barna lösz. Grosspetersdorf, téglagár feltárása (Burgenland, Ausztria)

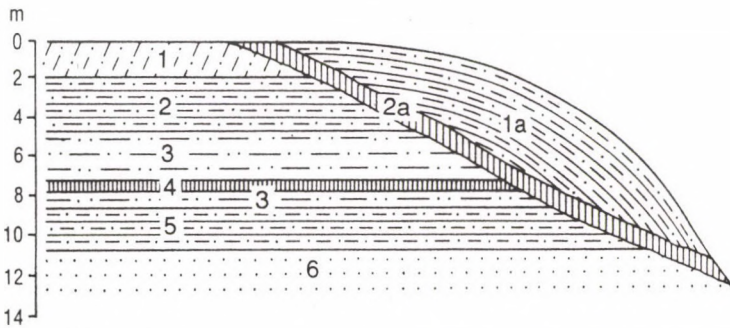
1 = pszeudogley talaj, barna vályog; 2 = 4–6 m vastag, szoliflukcióval áttelepített löszszerű üledék (benné elszórtan kavicszemek vannak) hatalmas, 3–4 m-es fagyékek formamaradványaival, melyek a lejtőn nyíhe elvonszolódást szenvedtek; 3 = barna leveles szerkezetű vályog; 4 = teraszkavics, a feltárásban a felszínre nem került



### a) Rétegzett lejtős vályogok

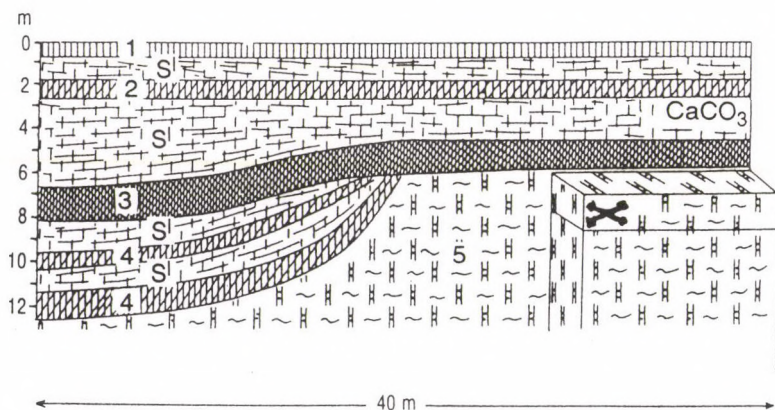
Az első csoportban tárgyaljuk azokat a finoman rétegzett deráziós–szoliflukciós üledékeket, amelyek 5–20% agyagot tartalmaznak, tulajdonképpen *vályogok*.

Ennek is többféle változata lehet, a homokos, ill. homoklisztes részaránytól függően, egyazon feltáráson belül is. A vályogos habitus gyakran úgy adódik ki, hogy az egyik pár mm-es réteg homok, a rákövetkező homokos agyag, majd agyag s az ilyen finom rétegzettség cm-ről cm-re változik. Megfigyelhető bizonyos szakaszosság a kicsiny réteglapok ismétlődésében. A rétegek más esetben homokos alapanyagból állnak, de majdnem minden homokszemnek agyaghártya burkolata van, aminek következtében a homok olyan meredek falban is megáll, mint a lösz. A további igen jellemző tulajdonsága az, hogy a rétegződés követi a mai felszín lejtését; eddig 2–30°-os rétegdőléseket mértünk (54., 55. kép, 41. ábra). Egy–egy feltáráson belül gyakran tapasztalhatjuk, hogy a vékony réteggötegek a mélyebb szintekben erősebb, pl. 15–25°-os dőlésűek, míg felfelé 5–8°-ig egyre jobban kisimulnak. A réteggötegek általában nyugodtak, helyenként kissé hullámos fodrozottságot mutatnak, elszórtan szinkron és epigenetikus krioturbáció nyomai is megfigyelhetők (54b. kép). A rétegződésnek szintén nagyon jellemző vonása, hogy az egyes kis réteggötegek általában nem ékelődnek ki, enyhén hullámosan ugyanazon pár cm-es homokos vagy agyagos rétegecske 50 m hosszúságban is követhető (56a. kép). Hasonló település az ártéri iszapokon, időszakos tavak üledékeiben, a „szalagos agyagokban” figyelhető meg. Lényeges különbség főként az, hogy az utóbbiak mindig vízszintesek, a deráziós szoliflukció üledéke pedig mindig lejtősen rakódik le. Nem ritkák a 20–27°-os



44. ábra. Lejtőlösz, szoliflukciós–deráziós vályog, Pétervására, vályogvető

1 = homokos lejtőlösz; 1a = kompakt, rétegzett vályogos homok, erős dőlésben; 2 = barnássárga, levelesen rétegzett vályogos homok, a homok kompaktsága és vályogos karaktere a lejtős áttelepülés során a homokba bekeveredett agyagfrakciótól származik, mely egy korábbi agyagbemosódásos erdei talaj „B” szintje anyagából települt át; 2a = erodált fosszilis talaj, egykori delle helyzetben alakult ki; 3 = lazább homokos vályog, barnássárga, szintén rétegzett; 4 = sötétebb barna vályog, valószínű áttelepített vagy lecsonkolt fosszilis talaj maradványa; 5 = levelesen rétegzett vályogos homok; 6 = csillámos folyóvízi homok



45. ábra. Eltemetett talajokkal tagolt lejtőlősz. Szulimáni téglavető fejtőjének homlokfala, részlet (Baranya megye)

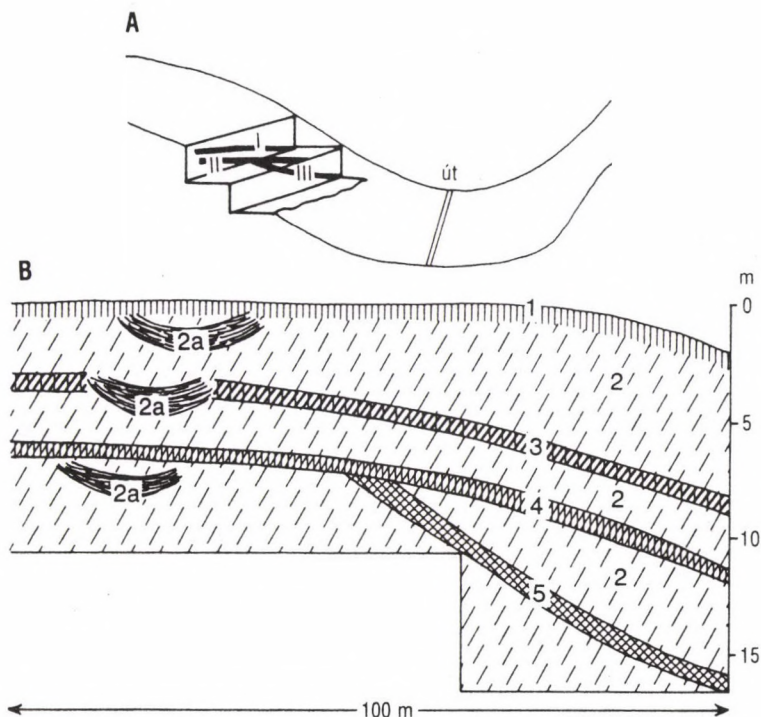
1 = agyagbemosódásos barna erdei talaj erodált szelvénye; 2 = világosabb gesztenyebarna színű talaj sok krotovinával; 3 = gesztenyebarna színű mezősségi jellegű talaj krotovinákkal; 4 = világos gesztenyebarna színű talajsíntek krotovinákkal, deráziós völgyben települve; 5 = erősen homokos lösz, több rétegében jól levelezett szerkezetű. E réteg felsőbb részében mikrofauna telephelyet találtam, bagolykőpet telep, igen nagy számban előforduló szibériai pocokkal (*Microtus gregalis*), l. még a 115. ábra magyarázóját; S¹ = szoliflukciós lösz, sűrűn rétegzett homokos és vályogos áttelepített talajrétegecskék váltogatják egymást kisebb deráziós völgytöltelekben; CaCO₃ = erős mészfelhalmozódásos szint

lejtőjű vályog és agyag rétegecskék. Ugyanakkor az ilyen rétegekben elszórtan olyan kavics- vagy más törmeléscsémákat találunk, amelyek a lejtő lehordásterületéről származtak. Az üledék jellemzéséhez tartozik, hogy helyenként geliszoliflukciós rétegek veszik közre – különösen deráziós völgyekben (55a., b. kép).

A vályogos habitusú rétegzett lejtős üledékek főként a Dunántúl Ny-i részein, a Vasi–Zalai-dombságon, a Grazi-medencében, az Északi-középhegységben, a Nógrádi-, Borsodi-medencében és a Cserehátban találhatók meg (42., 43., 44. ábra). Ezeken a területeken ma is vastag agyagbemosódásos barna erdei talajokat találunk, hasonlóképpen agyagbemosódásos talajok a korábbi fosszilis talajok is ezen a területen, de a fosszilis talajok a maiaknál még csapadékosabb, extrémebb változatai. (Bár ugyanakkor közben előfordulnak velük egy feltárásban szárazabb éghajlatot igénylő fosszilis csernozjomfélések is.) A lejtős üledékekben megtaláljuk 1–5 cm vastagságú kis rétegekben ezeknek az eltemetett talajoknak az áthalmazott anyagát is (55. kép, 41. ábra). Van olyan eset, amikor az áttelepített fosszilis talaj teljesen elegyedik ásványi talajjal, felhígul, de pl. kis réteglapokban a részecskék agyagbekéregzettségéről megállapítható a fosszilis talajjal való kapcsolat.

Az ilyen üledékszállítás és -felhalmozódás folyamatában szünetek is voltak, ezek egy jó részében erdő- vagy mezősségi talajok képződtek (41., 45. ábra, 57. kép). A talajképződés és a deráziós szoliflukció szakaszai egymást többször is váltogatták, különösen a Würm glaciális végén. Ezt a helyzetet tanúsítja a szulimáni téglagyár igen





46. ábra. Eltemetett deráziós völgyek térbeli helyzete

A = a gyönki téglagyári feltárás egy nagyobb deráziós völgy oldallejtőjén helyezkedik el (Tolna megyében).

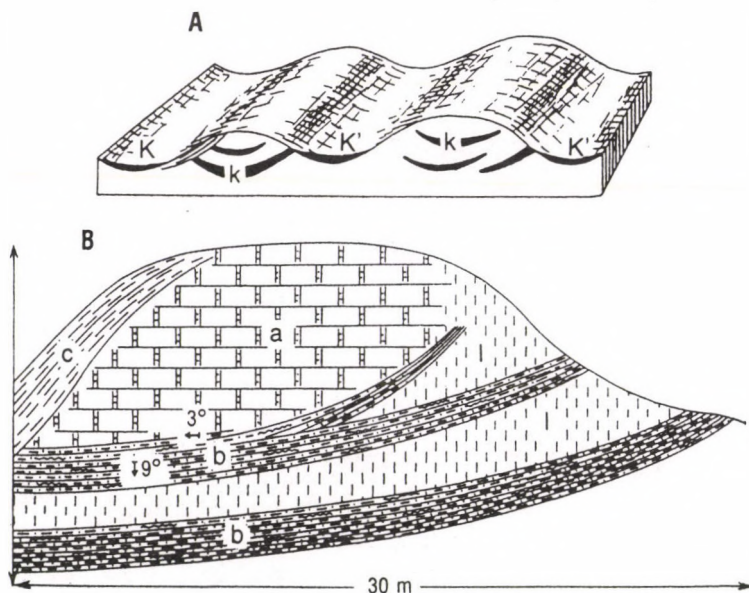
B = a gyönki téglagyár fejtőjének vázlatos szelvénye

1 = barna erdei talaj; 2 = lejtőlösz; 2a = halványan kirajzolódó rétegzett lösszel kitöltött korábbi deráziós völgyek; 3 = szürkésbarna fosszilis talaj (erdei talaj?) „B” szintje; 4 = szürkésfehér krotovinákkal tagolt fosszilis talajzóna (csernozjom jellegű); 5 = élénk vörösbarna fosszilis vályogtalaj (l. még 60. kép)

tanulságos egykori feltárása (45. ábra), ahol több fosszilis (mezősegi és erdei) talajjal tagolt, rétegzett lejtős lösz és vályog alatt egy bagolyköpet telepben a szibériai pockok (*Microtus gregalis*) csonttömegét találtam (PÉCSI 1961a, b, 1962c). Ez KRETZOI M. szerint a Würm javaglaciális faunahullámmal azonosítható.

#### b) Rétegzett lejtős lösz és löszszerű üledékek

A rétegzett lejtős lösz, homokos lösz és löszös homok frakciójú kőzetek alkotják a második típust. Az előző típussal sok átmeneti hasonlóság mutatkozik a rétegzett lejtős lösz és a rétegzett lejtős „barnaföld” között. A kettő egymástól gyakran alig különül el, sőt egy feltárásban egymást rétegekötegenként váltogathatják is (42. ábra).



47. ábra. Lejtőlősz, vagy deráziós lősz hajdani deráziós völgyek – dellék – töltelékében. Tolnanémedi- téglagyár fejtőjének részlete

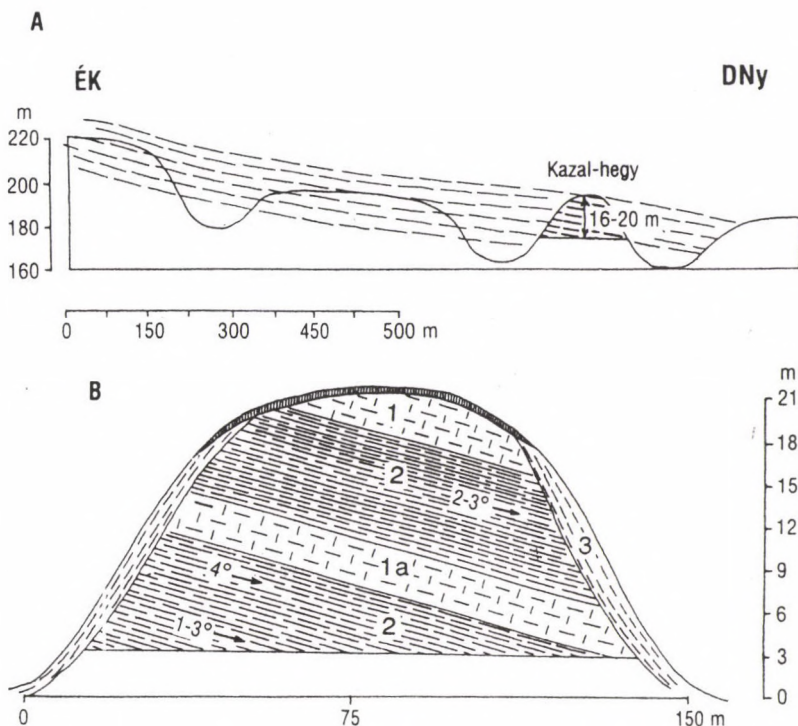
A = domborzat vázlata (l. még 76. képet). K = a Kapos folyó jelenlegi völgytalpához kifutó deráziós völgyek, talpazatukon 1–2 eltemetett csernozjom talajszint található, archeológiai leletekkel; k = eltemetett deráziós völgyek; K' = korábbi magasabb szinthez igazodó deráziós völgyek jól kivehető nyomai; B = Tolnanémedi-téglagyár egyik fejtője (1959). a = alig és közel vízszintesen rétegzett, helyenként homokkal tagolt lősz jellegű üledék; b = sűrűn rétegzett (0,5–1 cm-es sávok) finom homok és lősz frakció, apró hullámos fodrokkal; c = alig látható rétegződésű lejtőlősz, de a rétegdőlés igen meredek; l = rétegzetlennek látszó lejtőlősz kötegek. Az ábrákból kitűnik, hogy a téglagyári fejtő deráziós völgyközi hátai típusosan a deráziós domborzat inverziót képviselik (l. még 60. és 61. képet is)

A rétegzett lejtős lőszöknél a rétegzettség három jellegzetes formában mutatkozik meg. A különbségek nem csak horizontálisan, hanem vertikálisan, egy feltáráson belül is megvannak.

1. Erősen feltűnő a rétegzettség, ha a lőszfrakciójú vékonyabb–vastagabb kötegeket pár mm-es vagy cm-es, hosszan folytatódó homok, kavics, murva vagy más törmelék erek, lapok tagolják (56a., b., 59. kép).

A réteggötegek dőlése ezeknél is a domborzat konfigurációját követi (63., 65. kép), kivéve, ha az anyag eltemetett deráziós völgyet tölt ki. Ez utóbbi esetben a deráziós völgy lejtősödéseit utánozza (60–62. kép, 46., 47. ábra). Előfordulhat helyenként olyan réteglepülés, dőlési irány a lőszös üledékben, mely egy korábbi térszíni konfiguráció maradványa. Ilyen esetben a korábbi felszín rekonstruálása is könnyen elvégezhető és megállapítható az áthalmozott anyag szállítási iránya, lehordási területe (48. ábra, 67. kép).





48. ábra. Lejtőlősz térbeli helyzete és a lerakódás iránya. A = lovasberényi Kazal-hegy és környezete (Fejér megye). B = finoman rétegzett lejtőlősz litosztratigráfiai helyzete

1 = rétegzett finomhomokos lösz, finom homokrétegekkel, látszólag egynemű, a rétegzettség alárendeltebb, enyhén talajosodott lösz a feltárás középső részén (1a); 2 = sűrűn rétegzett löszös finomhomok, finomhomokos lösz váltakozásával, helyenként apró- és középszemű homokrétegekkel, ill. a lösznél finomabb iszapos erekkel; 3 = a deráziós völgy kialakulása során és után képződött lejtőlősz, hasonló mint a 2. számmal jelzett réteg

2. Kevésbé feltűnő a rétegződés, ha a lösz legfinomabb frakciójú részei rétegződnek finomhomokkal és egymással mm-es távközökben. Az ilyen rétegződést kiszáradt állapotban levő löszfalon szinte alig lehet megfigyelni (64. kép). Ilyenkor a löszfal száraz rétegét el kell távolítani és a késsel sírára tisztított lösz felfedi mikrorétegzettségét. E finomszemcsés rétegzett löszkötegben gyakran enyhe szinkron krioturbációs nyomok is észlelhetők (65. kép). Nagyobb löszfeltárásainkban ez a típusú rétegződés az előző típussal több kötegben egymás fölött is megismétlődhet.

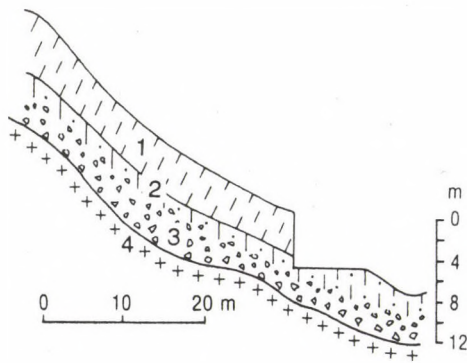
3. A rétegzettség harmadik típusánál a lösz, homokos lösz vagy löszös homok esetében az egyes milliméter vastagságú réteglapok szemnagyságilag nem különböznek egymástól. Csupán az anyag vékony lapokban válik szét (64., 66. kép). Az ilyen sűrű levelezettségű rétegződést csak behatóbb megfigyeléssel lehet észlelni.

Mindezek mellett a lejtőket leperszerűen befedő és a domborzat konfigurációjához idomuló vékonyabb–vastagabb *lejtős löszökben* találunk rétegzettséget nem mutató 1–1,5, 2 m-es sávokat és egy vagy több eltemetett fosszilis talajzónát. Általában szinte szabályosan a jelenlegi talaj alatt fekvő 1–1,5, maximum 2 m vastagságú zóna rétegzettséget nem mutat és mészen mindig gazdagabb. *E szintnek a rétegzetlenségét a talajképződés folyamatával kell kapcsolatba hoznunk.* Erre a megállapításra számos feltárás összehasonlító vizsgálata alapján jutottam. A talajképződés behatásától mentes ún. ásványi talaj (C szint) csak a fenti 1,5–2 m-es rétegzetlen réteg alatt következik. Hasonló a helyzet az ártéri öntésszapokon, lösziszapokon kialakult ártéri csernozjom, réti csernozjom talajok alatt is, ahol a vastag humusztalaj fekéjében még mintegy 1,5–2 m-es réteg löszszerű és rétegzetlen. Ezeknél is lényegében addig hatol le a rétegzetlenség, ameddig a krotovina járatok megfigyelhetők.

Talán nem túlzok, ha a lejtős löszök feltárásaiban a mélyebb szintekben található 1–2 m-es rétegzetlen kötegeket először váztalajképződményeknek – talajkezdeményeződésnek – fogom fel. Ebben az értelemben ezek is eltemetett (váz) talajok lennének (BERG 1953, KÁDÁR 1960) az erdőtalaj „B” szintjéhez vagy a fosszilis csernozjom szintekhez hasonlóak. Ezek tehát úgy foghatók fel, hogy alapanyagukat a lejtőn szintén a derázios folyamatok szállították, ill. halmozták fel, de később ennek a folyamatnak a szünetelése idején a talajosodás folyamatával rétegzetlenné váltak.

Természetesen ezzel nem zárom ki annak a lehetőségét sem, hogy e periódusban eolikus anyag halmozódhatott fel és az in situ megmaradt.

A lejtős löszökben előforduló rétegzetlen kötegek lejtőn való korábbi szállítódására gyakorta találunk nyomós bizonyítékokat. Különösen a hegységek hegylábi peremén, lejtők aljában, kis medencékben települt „típusosnak” kinéző rétegzetlen lösz kötegekben elszórtan – nem rétegzetten – kavics- és kőörmelékszemek, harmadkori molluskahéjak, esetleg nagyobb, teljesen görgetetlen kődarabok fordulnak elő szárazföldi jellegű löszcsi-



49. ábra. Hegységi lejtőlösz mállott gránitfelszínen. A Vidrica-patak völgyére nyíló derázios völgy vázlatos keresztmetszete (Pozsonytól É-ra)

1 = rétegzett lejtőlösz; 2 = homokos lösz, löszös homok, mállott apró gránit darabokkal; 3 = a szálban álló gránit felé egyre durvuló gránitörmelék, az alapzaton periglaciális blokkfáccissal; 4 = szálban álló gránit. Gránit murvát elszórtan a lejtőlösz is tartalmaz

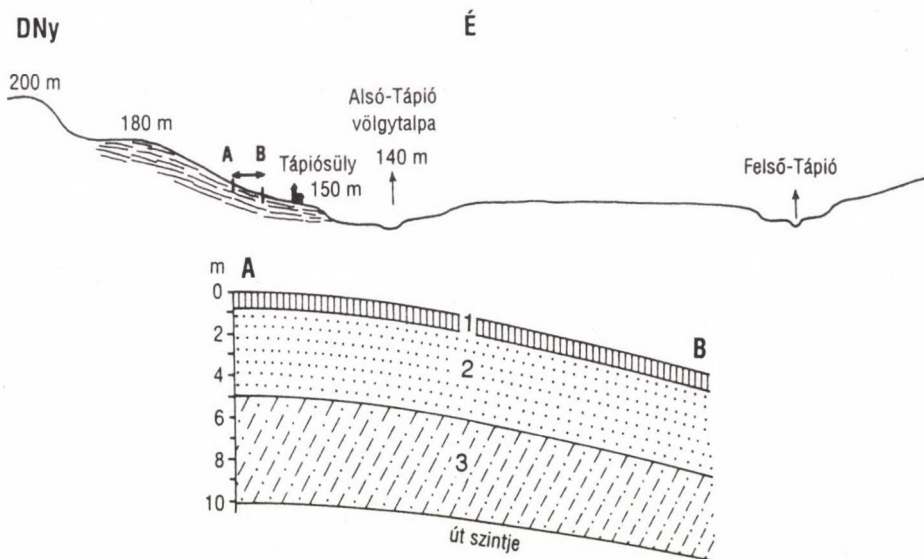


gákkal. E „zárványok”-nak a lejtős löszökben való térbeli elrendeződését nem lehet megmagyarázni a záporvizek, esővizek lemosó szerepével. Ha így lett volna, akkor még valamilyen más folyamattal kellene megmagyarázni azok jelenlegi térbeli helyzetét.

### c) A lejtős löszök területi kiterjedése

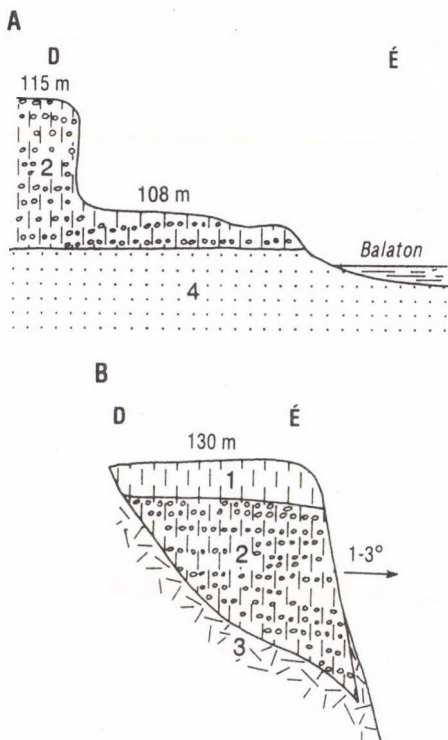
Röviden úgy foglalhatnánk össze, hogy a középhegységeink és dombságaink lejtőin található löszök majdnem mind lejtőlöszök, amelyeket a deráziós–szoliflukciós folyamatok szállítottak és halmaztak fel jelenlegi településükbe (1. térkép). Az áttelepített anyagok származása természetesen már más kérdés. Lehet, hogy jórészen eolikus úton kerültek a lejtőre, de helyenként a lejtő alapkőzete is hasonló szemmagyságú üledék, továbbá a kifagyás is homokliszt szemmagyságúra aprózza a kőzeteket. Ezek együtt is kerülhettek áthalmozásra.

A rétegzett lejtős löszeinket területileg egymástól két csoportra lehetne különíteni: hegységi lejtős löszökre és dombsági lejtős löszökre. A két csoport között nincs mindig éles



50. ábra. Dombsági homokos lejtőlösz. Tápiósülytől D-re vezető löszmélyút szelvénye

1 = barna erdei talaj; 2 = lelevelen rétegzett meszes finomhomok, a réteg felső harmadában faszén maradványok, erdőtüznymokkal; 3 = lelevelen rétegzett homokos lösz. A finom rétegződések dőlése megegyezik a jelenlegi felszín dőlésével (8–12°)



51. ábra. Dolomit-, homokkőtörmelékés lejtőlösz. A balatonberényi magaspárt vázlatos szelvénye (A) és a törmelékés összetétel részletezése (B) (MAROSI S. szerint)

A Balaton D-i partját kísérő „lőszfalak” nem típusos, s nem is eolikus lerakódású löszök. Ezt tanúsítják a feltárás falában igen sűrűn – 2–10 cm-enként – közbetelepülő, dolomitból és vöröshomokkőből álló, görgetetlen murva rétegecskék. Ezek réteglapokat alkotnak és jól mérhetően néhány fokkal a Balaton felé dőlnek. A dolomit- és vöröshomokkő törmelékét a Balaton-felvidéki vízfolyások halmozták fel a Balaton-tó kialakulását megelőzően

1 = nem rétegzett enyhén homokos lösz; 2 = szögletes, 0,3–1,5 cm Ø dolomittörmelék-zsinórokkal tagolt, lösz- és finomhomok frakcióból álló meszes lejtőüledék. A dolomitzsinórok 1–5 cm vastagságúak, s a felső néhány m-ben általában gyengén (1–2°-kal) a Balaton felé dőlnek; 3 = lejtőtörmelék; 4 = pleisztocén durvaszemű folyóvízi homok dolomit-, kvarc- és vörös homokkő murvával (0,2–0,5 cm Ø)

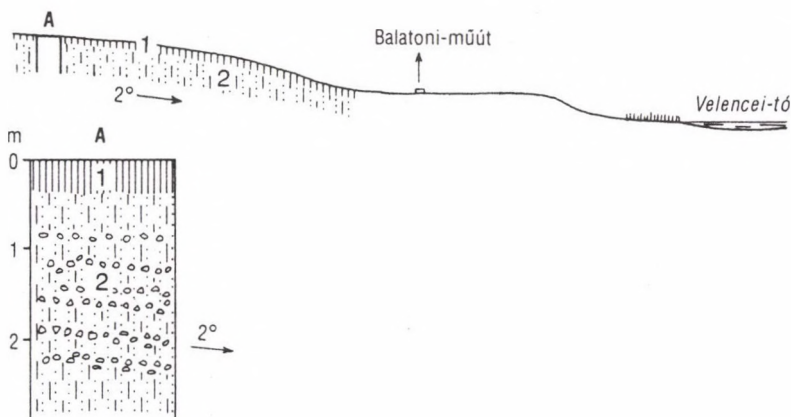
különbség. Ez a csoportosítás magában foglalja azt a körülményt is, hogy a lejtős löszök milyen minőségű alapkőzetre települnek, ill. a lejtő lehordásterületén milyen kőzetek fordulnak elő.

1. A *hegységi lejtős löszök* alapzatát periglaciális lejtőtörmelék, ill. az alaphegység szilárd kőzetei képviselik, melyek kevés kivétellel a fagyhatásra jól aprózódtak és így sok törmelék termelődött. A hegységi lejtős löszökben az alaphegység kőzettörmeléke mindig fellelhető, réteglapokban és egyenletesen elszórva is. A könnyebben málló kőzettörmelék kisebb, a nehezebben málló viszonylag nagyobb távolságra is eljutott, a lejtés orográfiai helyzetétől függően (58. kép).

Egyszerűbb esetben az alaphegység lejtőjére települő lejtős lösz típust a 49. ábra szemlélteti. Közvetlenül gránit alapzaton néhány m-es durva lejtőtörmelékre homok, majd egyre finomabb szemcsézetű rétegzett lejtős lösz települt, de még a felső rétegben is vannak elszórtan kvarcit szemcsék. Vulkáni tufákra vagy agglomerátumokra települő lejtős löszben – szerencsés feltárás esetében, ha a lejtő tengelyével párhuzamos, hosszú feltárás található, amely az alapot képező kőzetig kifut – meg lehetett figyelni a tufadaraboknak a származáshelytől távolodva egyre erősebb mállottságát. Sőt, néhány száz m távolságban a lejtős löszbe ágyazott tufa olyannyira mállott volt, hogy a vályogos lösztől alig különbözött (nagygyarosi löszfeltárások, Martinovics utca feletti eróziós vízmosás).

A hegységi lejtős löszök rétegdőlései általában nagyobbak és anyaguk erősebben keveredett durva törmelékkel – rétegesen és elszórtan is – mint a dombsági lejtős löszök esetében.



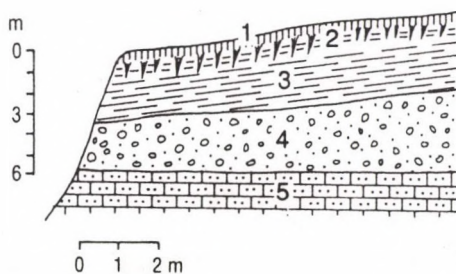


52. ábra. Gránitmurva törmelékes lejtőlösz, löszös homok (Velencei-tó D-i partja)

A rétegzett homok, löszös homok réteglapjainak dőlése a tó felé  $1,5-2^\circ$ . A homok, löszös homok rétegeket  $5-10$  cm-enként gránitmurva közberétegződések tagolják. 1 = homokos mezősgyei talaj; 2 = rétegzett homok, löszös homok sűrűn közbetelepült gránitmurva zsinórokkal. A homokos gránitmurvát a Velencei-tó medencéjének kialakulása előtt a Velencei-hegység felől érkező vízfolyások halmozták fel

2. A dombsági lejtős löszök fekéje harmad-, negyedidőszaki kavics, túlnyomórészt homok, homokos agyag és agyag. Ahol a dombtetőn korábbi kavicsos hordalékkúp foszlányai megmaradtak, továbbá a többteraszos folyóvölgyekben a lejtős löszök egyes rétegeiben – a magasabb szintekről az alacsonyabbak felé – gyakran megtalálható a kavics elszórtan vagy rétegzetten (Vasban, Zalában, a Cserehátban, a Visegrádi-szorosban és az Északi-középhegység nagyobb teraszos völgyeiben a teraszokra települt löszben). A dombsági lejtős lösznek ez a fajtája inkább a hegységi lejtős löszökhöz áll közelebb.

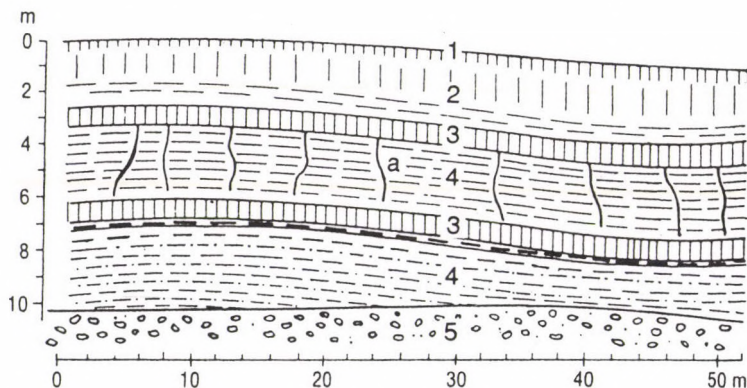
Míg a homokos, agyagos rétegekből felépített dombsági lejtőkön a lejtős löszben



53. ábra. Teraszra települt lejtőlösz. Nagybatony, Zagyva IIb. sz. terasz

1 = barna erdei talaj; 2 = mészfelhalmozódásos réteg, benne sötétszínű fésűszerű ékek (fragipan?); 3 = lamináris levelezettségű, löszszerű lejtőüledék; 4 = Zagyva terasz kavics és homok; 5 = oligocén homokkő

durva anyagként csak a homok szerepel, az áttelepített konkréciós rétegecskék az előzőekkel szemben alárendelt szerepet játszanak. A homokfrakció azonban olyan jelentős mennyiségben keveredett el a homoklisztrel, hogy a sűrű homokrétegecskéket leszámítva is nagy területeken homokos lösz habitusa van az egész rétegzett lejtős lösznek (50. ábra, 67., 79. kép); sőt, mint a következőkben tárgyalni fogjuk, néhol löszös homok, finom homok helyettesíti, ugyancsak finom rétegzettséggel. Különösen gyakori ez a Kisalföld DK-i részén és helyenként Külső-Somogyban.



54. ábra. Folyóvízi kavicsra települt, két fosszilis talajzónával tagolt lejtőlösz. Nagykanizsai téglagyár fejtőjének egy részlete, deráziós völgykitöltés

a = 1–2 cm vastag poligonális repedések barna agyaggal kitöltve; 1 = agyagbemosódásos barna erdei talaj (Parabraunerde); 2 = löszszerű barna vályog, felső részében rétegtetlen, alsó része rétegzett; 3 = kávébarna fosszilis talaj (agyagbemosódásos barna erdei talajok maradványa?); 4 = szoliflukciós úton áttelepített és levelezett szerkezetű homokos vályog és vályogos homok, az egyes réteglapok 1–3 cm vastagságúak csupán, egyes vékony rétegek színekben is eltérnek egymástól és közben-közben a fosszilis talajzóna áttelepített anyaga is felismerhető; 5 = homokos folyami kavics (görgetettsége 3,2)

Sajátos, de törvényszerű példaként említhető meg *Belső-Somogyban a Balaton D-i partján a magaspart lejtős löszének típusa*. Ez helyenként 10 m vastagságban is feltárul. A rétegzett lejtős lösz, homokos lösz kötegeket 1–2 cm-es szögletes dolomit törmelék szakaszosan ismétlődő rétegei tagolják. A rétegződés dőlésiránya a feltárás több m-es felső szelvényében a Balaton felé mutat. A dolomit és a permii vörös homokkőből álló törmelékanyag származáshelye kétségtől a Balaton-felvidék, tehát az *csak mint prebalatoni hordalékkúp anyag kerülhetett a D-i partra*. Ebből következik, hogy az anyag a Balaton-árok besüllyedése után az árok felé irányuló deráziós szoliflukcióval az utolsó glaciális idején *halmozódott fel*. Hasonló jelenség tanulmányozható a Velencei-tó D-i partján is (51., 52. ábra).

A legvastagabb lösztakaróval borított dombságaink (Külső-Somogy, Tolna, Baranya) felszíne túlnyomórészt lejtőkből tevődik össze. A lejtés nélküli fennsíkok kiterjedése az egésznek csak kis hányada. Tehát a lejtős rétegzett löszök (deráziós löszök) a dombsági tájainkon uralkodóbbak, mint a rétegtetlen platólösz.

Nem egy esetben tapasztaltuk, hogy ma alacsonyabb és keskenyebb dombhát helyén korábban deráziós völgy volt, az teljesen betemetődött és mellette mélyebb szinten, nem pontosan az előző nyomvonalában újabb deráziós völgy képződött (47. ábra, 61. kép). Ez a *fiatal felszíni inverzió* arra utal, hogy a dombhátak – deráziós szintek mellékgörvéncei – egész anyaga áthalmozott lehet.

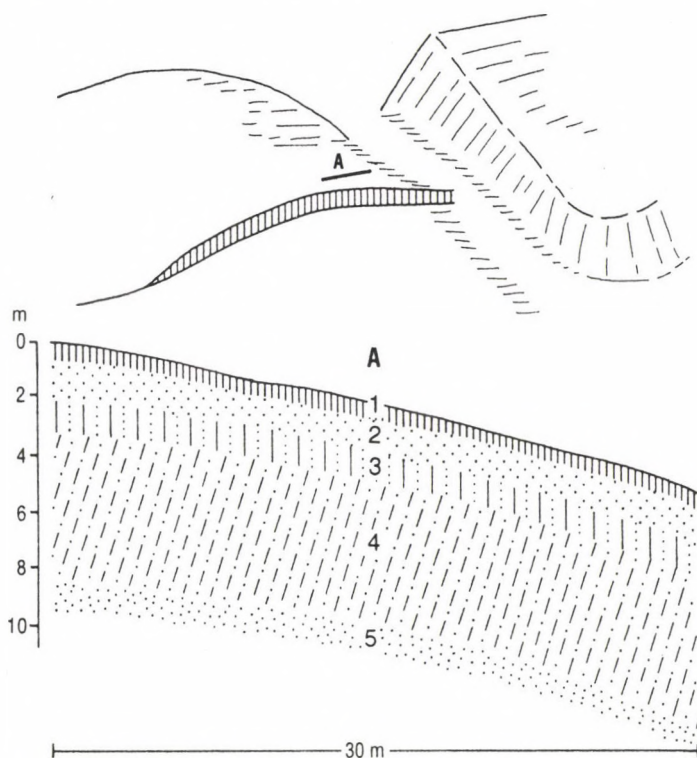
Nagyon fontosak a lejtős löszök kialakulása szempontjából a teraszos völgyoldalak feltárásai (9., 10., 53., 54. ábra).



A deráziós szoliflukció által felhalmozott rétegzett homok, homokos lösz kötege a teraszkavicsra telepszik rá úgy, hogy felfelé az anyag általában finomabb szemnagyságú. Közbeiktatódhat fosszilis talajszint is, sőt eltemetett deráziós völgyek is, s helyenként az üledéksort fagyréselte ékek zárják le, jelezve azt, hogy az üledékfelhalmozódás és a közbenső talajképződés deráziós völgyet mélyítő és feltöltő folyamatai mind pleisztocén koriak, de a teraszkavicsnál fiatalabbak (IIb., III. sz. teraszokon is, 66., 67. ábra).

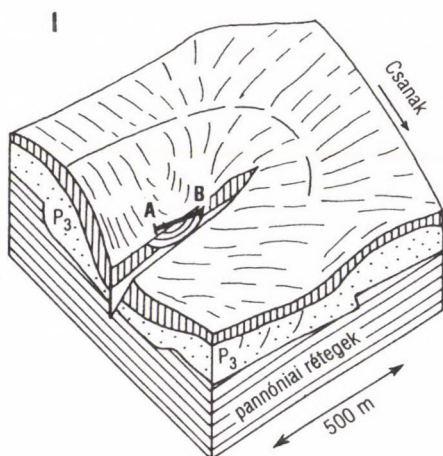
*d) A lejtővel megegyezően rétegzett homokos üledékek*

Fentebb már utaltunk arra, hogy homokos lösz és löszös homok fáciesek mellett a homokrétegek, azokat helyettesítve, de külön is megtalálhatók. A laza nyers homokleve-

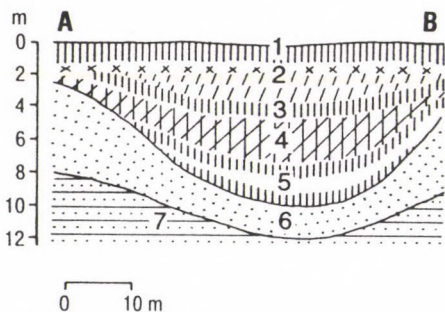


55. ábra. Ságvári löszmélyút (Somogy megye). A lejtéssel párhuzamos rétegzettségű laza homokos lösz és löszös homok frakciójú üledék, deráziós-szoliflukciós áttelepítésben

1 = barna erdei talaj, mezőszéki dinamikával; 2 = mészfelhalmozódásos finom homokréteg, kissé leveles szerkezettel; 3 = homokos löszszerű képződmény, vékony leveles szerkezettel, felszínnel kb. azonos dőlést mutatnak, helyenként murva rétegecskék is közbetelepülnek; 4 = rétegzett homokos lejtőlösz; 5 = finom homok

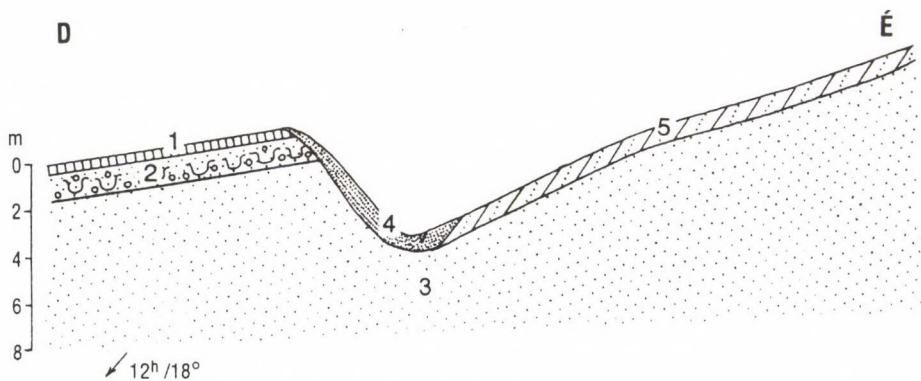


II



55a. ábra. Lejtőlőszök, paleoszolok, talajszedimentek deráziós völgyben.

I = Csanak, Nagybarát–fehérkeresztúti „löszmélyút” vázlatos szelvénye: P<sub>3</sub> = pannóniai homok. II = több fázisban kitöltődött deráziós völgy (delle): 1 = szürke ásványi talajhordalék; 2 = meszes felhalmozódás lejtőlőszben; 3 = eltemetett gyenge fosszilis talajszint, csernozjom (?); 4 = csernozjom talajból szolifluidált lejtőhordaléktalaj (szemipedolit); 5 = eltemetett barna erdei talaj (homokos vályogtalaj); 6 = lejtővel párhuzamosan rétegzett világossárga homokliszt, mészcsozókkal; 7 = pliocén keresztarétegzett homok, ennek a fektüjében pannóniai agyag



56. ábra. Lejtőlősz felsőpannóniai homokon. Pécsvárad, nagy homokbánya feltárása (I. még 69. kép)

1 = rendzina talaj; 2 = mecseki hegyláb felszint betakaró, szoliflukció által mozgatott, főként karbonátos közettörmelék és kavics. A hegyláb felszint borító pleisztocén szoliflukciós törmelék helyenként több méter vastagságú; 3 = felsőpannóniai homok, helyenként erősebb dőléssel; 4 = a pannóniai homok rétegekből deráziós völgy oldalára finom rétegződéssel, deráziós–szoliflukciós úton áttelepített kovárványos homok; 5 = lejtőlősz



lesen rétegzett lapokkal a lejtő irányába dől, s a rétegek hosszan, többnyire szintén kiékelődés nélkül települnek egymásra (63., 68., 69., 70. kép, 55., 56. ábra). Az alaphegységek közelében pl. dolomit törmelékzsínórok tagolják, melyek csupán pár cm vastagok. A rétegződés megfigyelhetően sem folyóvízi, sem eolikus ülepítésre nem vezethető vissza. Helyenként az egyes homokrétegek az áttelepülés során agyaghártya bekérgeződést kaptak, ezáltal többé-kevésbé vályogos szerkezetet nyertek. Az agyagkérges homok és a fosszilis vályogos homoktalaj áttelepített lepényei is váltakozhatnak egymással (71. kép). Több feltárásban tanulmányozható ez a jelenség a Pilisvörösvári-árokban, a Tata–Bicskei-árok peremén és a Vértes D-i előterében (63. kép). Legnagyobb feltárása a bicskei homokbánya (72. kép).

Az eddigiek során elsősorban olyan lejtős üledékekkel foglalkoztunk, amelyek hosszan elnyúló lejtőoldalakon, lejtőlapokon helyezkednek el. Ezek látszólag – és feltehetőleg – a lejtőn areálisan voltak mozgásban és kerültek áttelepítésre. A felhalmozó folyamatok menetének értelmezésével azonban még várunk kell, mert azt megelőzően még a lejtőn kialakult deráziós völgyek üledékszállító és felhalmozó tevékenységét is be kell mutatnunk. A kettő, mint látni fogjuk, egymással függő viszonyban áll.

## 6. A deráziós völgyek szerepe a lejtők alakításában

A deráziós völgyek – dellék – problémakörére e helyen részletesen kitérni hosszadalmas lenne és a téma kifejtését lassítaná. A deráziós völgyek különböző típusainak, azok genetikájának elemzésére a folyamatban levő mennyiségi mérési és minőségi vizsgálataink felhasználásával más alkalommal térünk vissza (PÉCSI M. 1961a, b).

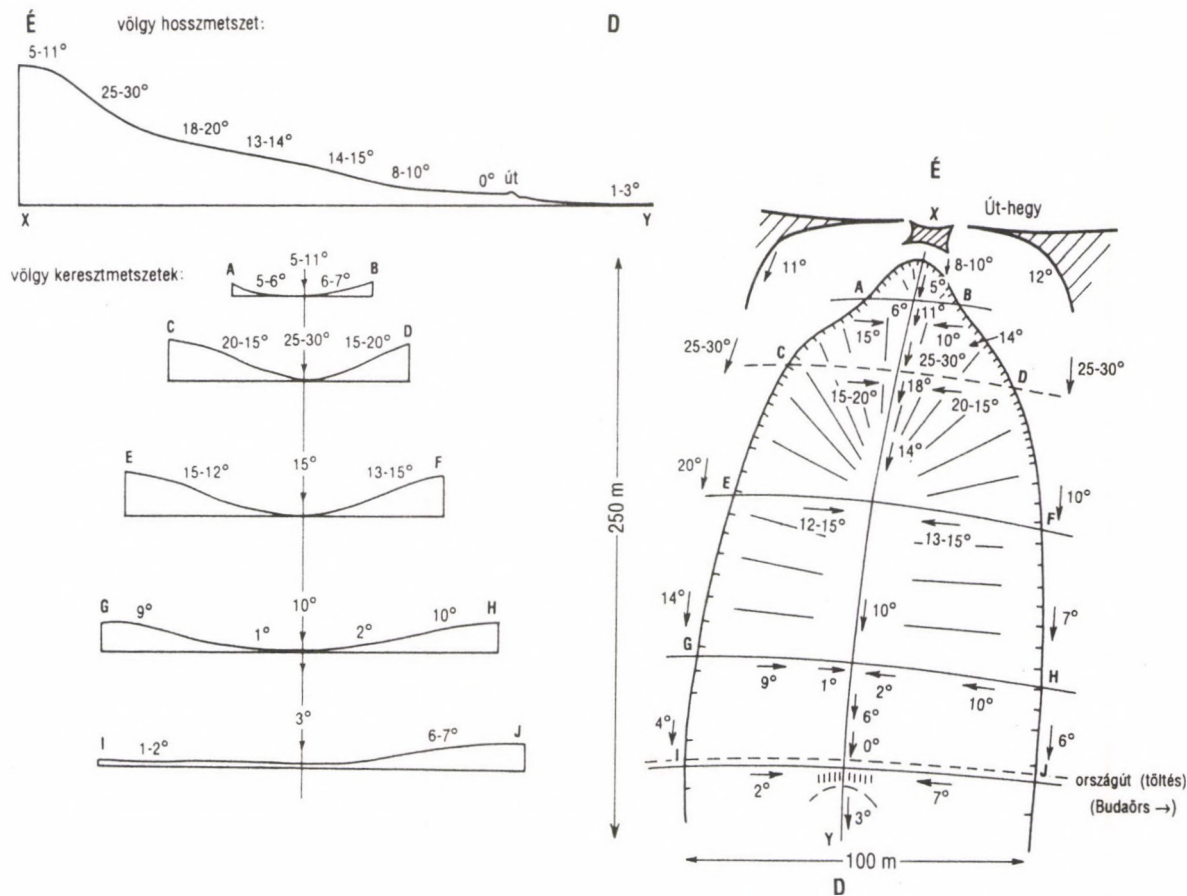
A deráziós völgyek lejtőformáló szerepét ez alkalommal csupán a bennük lefolyt üledékmozgatás és felhalmozódás szempontjából tárgyaljuk. Ezzel kapcsolatban néhány olyan körülményre, adatra utalunk, mely részletesebb kifejtésre nem szorul.

1. Deráziós völgyek – eddigi kutatásaink szerint – az alábbi kőzetekből álló lejtőkön voltak megfigyelhetők: grániton, dolomiton, harmadkori mészkőveken, vulkanikus kőzeteinken, agyagtérszíneken, különböző típusú lejtős löszökön, típusos löszön, vályogon, homokon és még kavicstakarókon, teraszokon is (PÉCSI M. 1962b, c).

2. A deráziós völgyek tehát, mint az eróziós völgyek is, kőzetminőségtől függetlenül kialakulnak bizonyos klimatikus feltételek mellett, általában lejtőkön (1–40° között), de teraszokon is és mélyebb völgyelések mellett, azoktól kissé magasabban fekvő síkságon is.

3. A deráziós völgyek az eróziós–deráziós völgytípusokkal együtt hazai dombságaink jelentős részén (Tolnai-, Baranyai-, Somogyi-, Vasi-, Zalai-dombságokon, a Bársonyos és az Északi-medencesor területén is) a hozzájuk kapcsolódó lejtős felszínekkel együtt a domborzat területének több mint a felét teszik ki. Kisebb egységek esetén a felszín túlnyomó részét magukba foglalják. A deráziós völgyek száma sokkal több, mint az eróziós völgyeké.

4. A deráziós völgytípusok (22. jegyzet) legtöbbjének kialakításában nem közvetlenül a lineáris erózió játssza a főszerepet. Vannak olyan eróziós–deráziós völgytípusok – főleg a nagyobb, hosszabb völgyek –, amelyek kialakításában periodikusan hol a deráziós

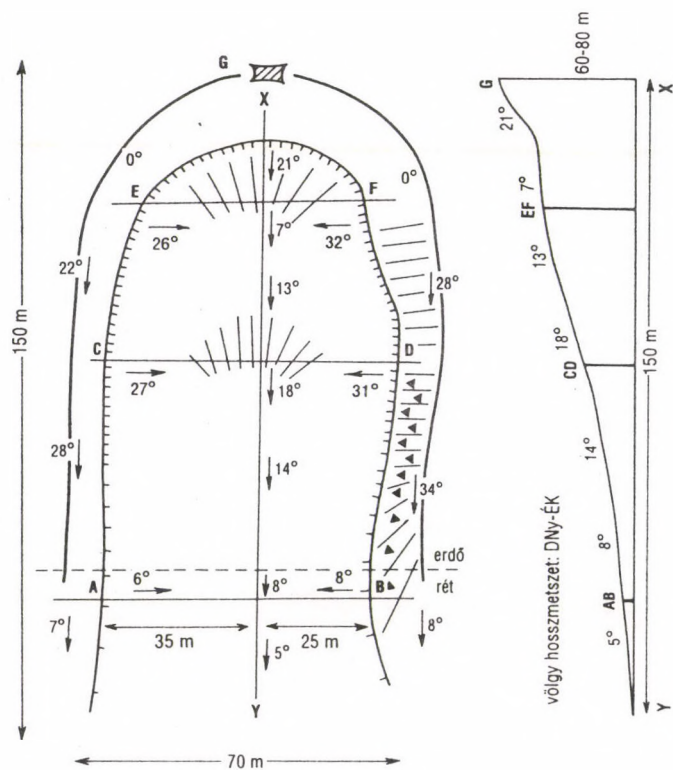


57. ábra. Lejtő delle, deráziós völgy lejtőviszonyai eocén márgán, Budaörs közelében (felmérés és rajz BAJCSY L. nyomán)  
A-B, C-D, E-F, G-H, I-J metszetek a deráziós völgy különböző keresztmetszeteiben a lejtőértékeket szemléltetik. Az X-Y metszet a deráziós völgytalp esésgörbéjét ábrázolja

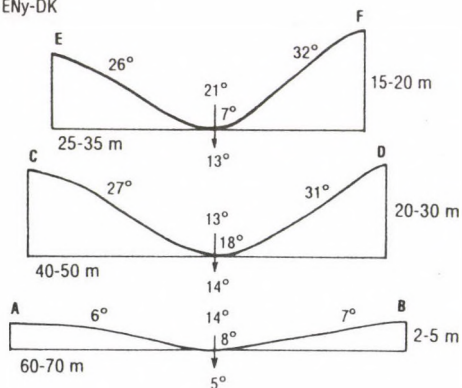




58. ábra. Független derációk ikervölgy lejtőviszonyai mészköves dolomiton. Szár közelében, a Tata–Bicskei-árok oldalában (felmérés és rajz BAJCSY L. nyomán)

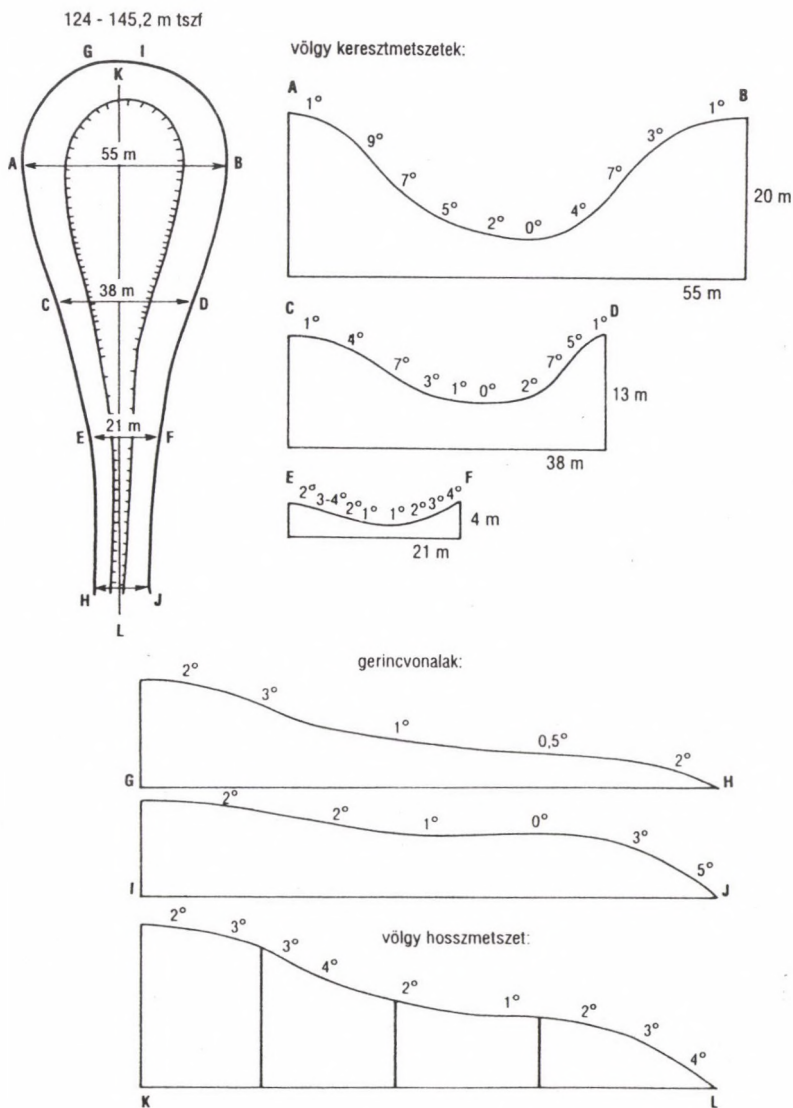


völgy keresztmetszetek: ÉNy-DK

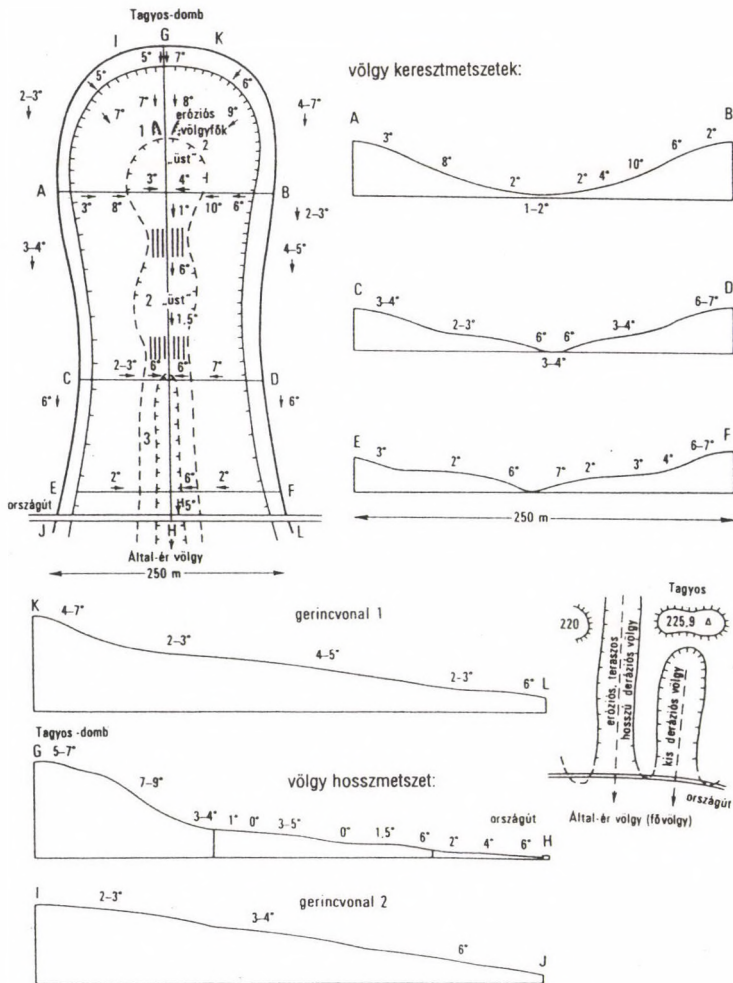


59. ábra. Függő deráziós völgy lejtőviszonyai mészköves dolomiton, Szár környékén (BAJCSY L. felmérése)  
Az 57–58–59. ábrák esésgörbéi e típusú deráziós völgyek jellegzetes elnyújtott S vagy másfél S formát mutatnak





60. ábra. Enyhe lejtőjű hosszanti derázios völgy. Hévízgyörk környékén vályogos lejtőlőszben alakult ki. Mind a völgytalp, mind pedig az oldalgerincek esésgörbéje elnyújtott S alakot mutat. Az enyhe esésgörbék a periglaciális egyensúlyi lejtők típusát szemléltetik.



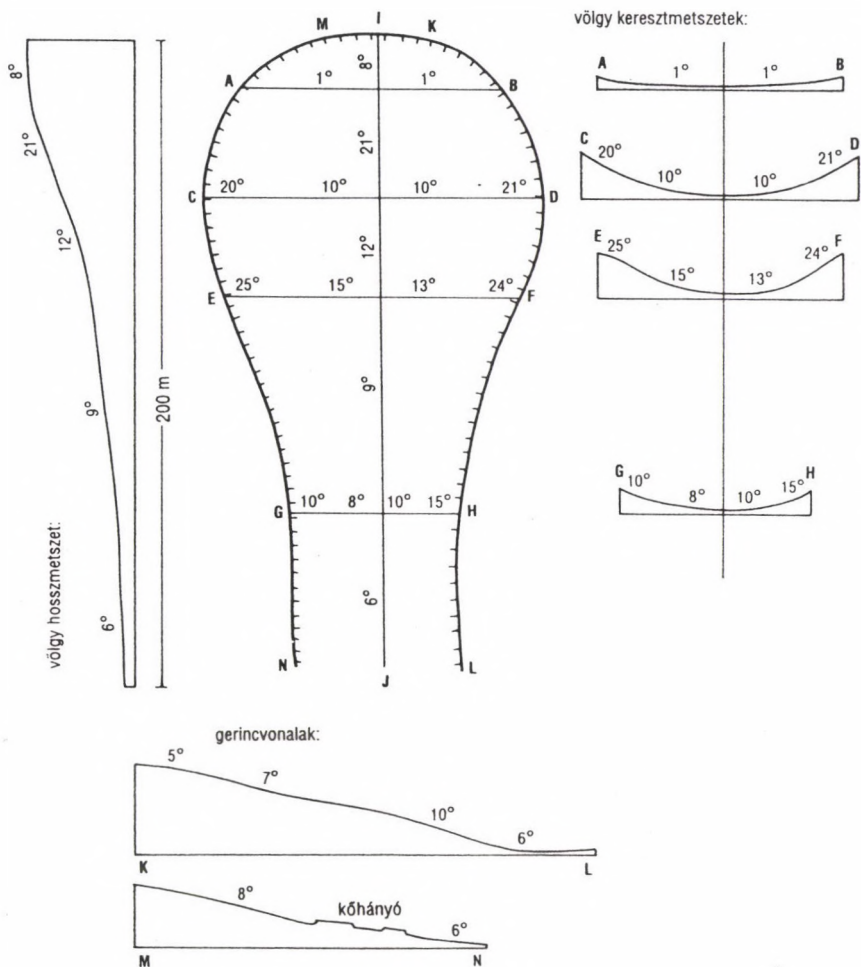
61. ábra. Tágas lapos deráziós völgy az Által-ér bal partján (BAJCSY L. nyomán)

A völgy esésgörbéje kettős S alakú, s helyenként rossz lefolyású. Az országút mentén lapos hordalékkúpja figyelhető meg. A keresztmetszelvevények is egyensúlyi lejtőket mutatnak. A meredek homlokrészben erős talajpusztulás mellett eróziós vízmosások is kialakultak a szántóföldi művelés óta

folyamatok, hol az eróziós folyamatok kerültek túlsúlyba. Egyes kisebb deráziós völgytípusoknál pedig az állapítható meg, hogy ma eróziós úton pusztulnak, vagy mélyülnek.

5. A deráziós völgyek képződésük során mindig egy meghatározott helyi erózióbázishoz – medencetalpazat, folyóvölgy talpa – igazodtak. Ha tehát a helyi erózióbázis szintje szakaszosan alább szállt, a deráziós völgyekben, medencékben deráziós szintek, teraszok képződhetnek.





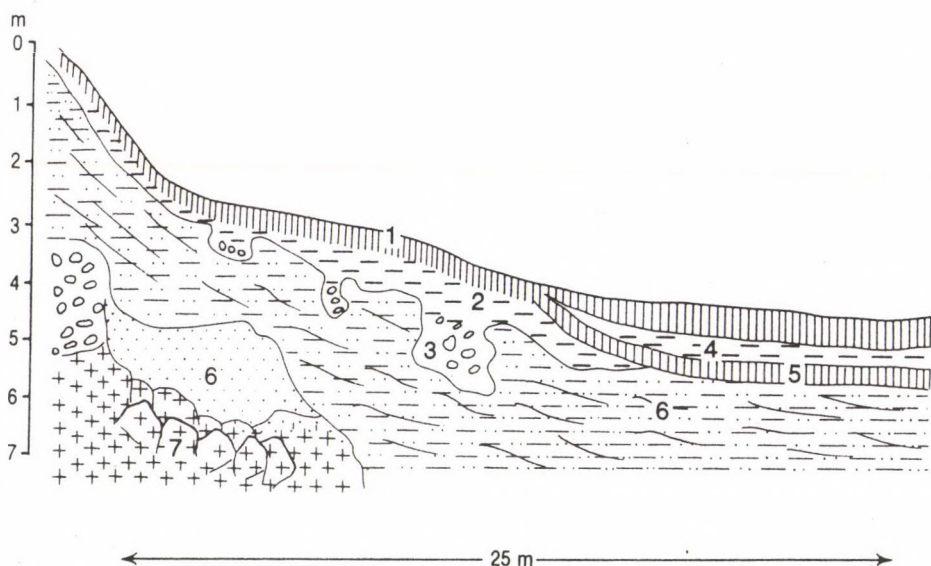
62. ábra. Deráziós völgy gránitban. Nadap, kőfejtő

A lejtők itt is igen enyhék a periglaciális lepusztulás folyamatok hatására

6. A deráziós völgyek mérete legfőképpen a domborzat orográfiai viszonyaitól, különösen bizonyos határok között az egy  $\text{km}^2$ -re eső reliefenergiától függ (57–61. ábra).

7. Az előbbi körülményektől és részben a kőzetminőség megváltozásától függ a deráziós völgy számunkra leglényegesebb alkotórésze, a deráziós völgy esésgörbéje (59., 62. ábra).

Az 57–62. ábrákon különböző típusú és nagyságú deráziós völgyek esésgörbéjét mutattuk be. Közös vonásuk, hogy az esésgörbe a deráziós völgy felső tágas vízgyűjtőjén



63. ábra. Lejtőüledékek derázios völgyben. Derázios völgyoldal keresztmetszete. Sirok, útbévágás

1 = humusztartalmú fekete vályogtalaj; 2 = kékes színű szolifluidált agyag; 3 = tufatömbökkel kitöltött zsák; 4 = szolifluidált homokos vályog; 5 = eltemetett humuszos talaj; 6 = szoliflukciósan felhalmozott lejtőüledék (homokos vályog, nyirok, homok); 7 = riolitufa és törmeléke

enyhe dőlésszögű és domború, majd a völgyfőnél meredekké válik és azután hosszabb-rövidebb enyhe homorú lejtőbe megy át (57. ábra).

Ez az esésmenet meg is ismétlődhetik (57., 58. ábra). Őszi vagy tavaszi szántás után jól látható, hogy a jelenkori talajerózió is a domború lejtősávokban fejti ki legjobban a hatását, míg a hosszú és enyhe homorú lejtőn napjainkban is felhalmozódás folyik.

Gyakori eset az is, hogy a hosszabb homorú lejtő némely szakasza csupán  $1^\circ$  vagy éppen  $0^\circ$ , előfordul azonban rövid ellenesésű lejtőszakasz is. Megfigyeléseink és méréseink szerint még a befűvesedett derázios völgynek is van a vízgyűjtő területtől és az esésgörbe meredekségétől függően nagyobb vagy kisebb lapos, de közepén enyhén domború hordalékkúpja.

8. Bár a földművelés alá vett derázios völgyeinknek – legalábbis azok egy részének – lejtőviszonyai a jelenkorban is alakulnak, mégis kialakulásukat a glaciálisba kell helyeznünk. Erre legjobb bizonyítékul az szolgál, hogy a derázios völgyek lejtőit is levelesen rétegzett üledékek borítják, melyek szintén követik a felszín lejtősődését. Ezekben az üledékekben is megtaláljuk a peri-glaciális fagyhatás nyomait. Továbbá több feltárásban megfigyelhető volt a derázios völgytalpon a krioturbáció és a szoliflukció formabélyege (63., 72. ábra). Derázios völgyeink lejtőformáló tevékenysége tehát uralkodóan periglaci-



ális kori. *TRICART (1950) szerint a deráziós – bölcső – völgyek Európa hajdani periglaciális területein tulajdonképpen irányított szoliflukciós folyosóknak felelnek meg.*

Mészkőterületeket is nagyon sűrűn hálózna be. Ez arra vall, hogy nem fluviatilis erózió alakította ki azokat. A periglaciális lepusztulás maga jelentékeny völgyeket nem alakít ki, mert a periglaciális eróziót a felsívatagi erózió egyik változatának lehet tekinteni. A kevés csapadékú száraz–hideg klíma viszonyai között az állandóan vagy periodikusan fagyott talajon a lefolyásviszonyok (23. jegyzet) kedvezőtlenek arra, hogy lineáris eróziós völgyelések alakulhassanak ki. Sőt a periglaciális éghajlati típusok szárazabb periódusai-ban a völgy- és hegyoldalak lapos fenekű deráziós völgyei el is tömődnek. A feltöltődésük folyamata annál gyorsabb, minél inkább ellaposodnak a lejtők.

A deráziós völgyek domború lejtős sávjainak pusztulását a szántóföldi művelés napjainkban helyenként jelentős mértékben felújította. A mai klíma viszonyoknak megfelelően dombságaink lejtőin lombos erdő alakult ki. Az erdő kiirtása óta a lejtős deráziós völgyeinkben – a dellékben – az olvadékvizek és a záporok lemosó tevékenysége a talajerózió megélénkülését eredményezi. Különösen káros e folyamatok hatása, ha a lejtő irányában történik a szántás. Lényegesen kisebb a károsodás, ha a szintvonalak mentén, a lejtőre merőlegesen szántanak.

Az imént elmondottak előrebocsátásával, követve eddigi induktív tárgyalási mó-dunkat, először a deráziós völgyek üledékeit vizsgáljuk, majd az üledékek rétegtani, morfológiai helyzete alapján azoknak felhalmozódás menetét kíséreljük meg értelmezni, a lejtős üledékek el együtt.

## 7. Deráziós völgyek üledékei

### *a) A teraszok deráziós völgyei és kitöltődésük*

Megfigyeléseink szerint az első ármentes teraszon (IIa. sz.) deráziós völgyek ritkán találhatók. Ellenben a második ármentes teraszon (IIb. sz.) gyakoriak és fejlődésük különböző stádiumait lehet megfigyelni. Találunk 1. erózióval felszabdalt deráziós völgyeket, 2. normális száraz deráziós völgyeket és végül 3. feltöltött deráziós völgyeket. A feltöltött völgyek közül jó néhány színültig kitöltődött rétegzett vályoggal, lösszel vagy homokkal.

A 9. ábra és a 3., 73. képek a Zagyva IIb. sz. teraszán két különböző típusú kitöltött deráziós völgyet mutatnak. A kisebb, de mélyebbre hatoló völgy majdnem U alakú, a töltelékanyaga ugyanúgy finoman rétegzett, pár mm-es, ill. cm-es lapokból áll, mint a deráziós szoliflukció lejtős üledékeinél láttuk. A rétegek a deráziós völgy alakzatához igazodva íveltek. Az oldalokról a völgy közepe felé dőlnek, ugyanakkor az egész rétegsor a deráziós völgy hajdani lejtését követte. A töltelék túlnyomó részben fosszilis csernozjom áthalmazott anyaga, melyet az tesz feltűnően rétegzetté, hogy közben meszes és homokos réteglapocskák váltakoznak vele. Durvább anyagot, kavicsot, göbecset csak elszórtan lehet találni. A deráziós völgy töltelékét réti csernozjom talaj zárja le. E kis völgy közvetlen

szomszédságában egy szélesebb, de meglehetősen lapos és nem egészen feltöltött deráziós völgy futott ki a Zagyva felé. A deráziós völgynek ez a típusa (73. kép) az előzőtől különbözik, főként abban, hogy benne az anyagszállítás lényegesen lassúbb lehetett, mert feltöltődése közben egy időre meg is szakadt. Talajképződésre alkalmas körülmények jöttek létre, ezt követően azonban újabb üledékfelhalmozódás történt, majd kialakult a felszínt jelenleg is borító talaj. Ennek aljából és az eltemetett talaj humuszrétegének az aljából keskeny, csernozjommal töltött ékek nyúlnak az alattuk levő meszes felhalmozódási szintekbe.

Mindkét deráziós völgy mintegy 8–10 m vastag homokos lejtős löszbe mélyül. A homokos lejtős lösz pedig a Zagyva IIb. sz. teraszára települt, méghozzá úgy, hogy a terasz és a lejtős lösz, ill. homok egymásba ölelkeznek. Ez utóbbi jelenség elég gyakori, ami arra utal, hogy a lejtőletarolódás anyaga a folyó árterére húzódott le, majd annak eróziós tevékenysége egyre alább szállt s a lejtőkről történő anyagszállítás erőteljesebb volt, mint amennyit a folyó eróziós tevékenységével el tudott szállítani.

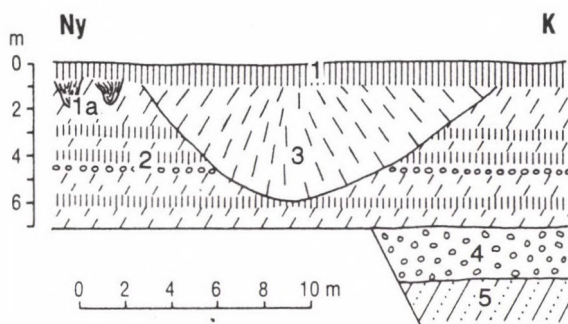
Hasonló jelenséget ábrázol a 64. ábra is (53. ábra, 74. kép). A második ármentes terasz üledékére a terasz felkavicsolódását követően lejtős lösz települt, majd a folyóvölgy mélyülésével párhuzamosan deráziós völgyek képződtek e korábban felhalmozott lejtős anyagban. Ezek némelyike azonban még az utolsó glaciális során egy vagy több ritmusban fel is töltődött. A Duna völgyében, elsősorban a Visegrádi-szorosban, a második ármentes teraszon az előbbinél jóval több fázisú folyamatot is megkülönböztethetünk. Nagymaroson (10. ábra) a Duna II/b. sz. teraszára több mint 20 m vastag, négy vályogzónás hegyvidéki típusú lejtős lösz települt. A vályogzónák a Dunára kifutó széles, tágas deráziós völgy oldalában tárnak fel.

A basaharci volt téglagyár fejtőjében ugyancsak IIb. sz. teraszon mintegy 40 m vastag lejtős lösz telepszik (65. ábra). A harmadik–negyedik ún. kettős vályogzóna kialakulása után a lejtős löszben egy haránt irányban lefutó deráziós völgy alakult ki, majd ez nagyrészt fosszilis talajjal teljesen kitöltődött s ezután e feltöltött deráziós völgyet ismét egy eltemetett talaj zárta le, melyre még néhány m lejtős lösz települt. S végül nagyjából a feltöltött deráziós völgy csapásirányában, de nem pontosan annak nyomvonalában a jelenlegi felszínbe mélyülve fiatalabb deráziós völgy fut le.

Több fázisban három fosszilis talajzónával tagolt, részben kitöltött széles deráziós völgy típusát mutatja az 57. kép a Tarna III. sz. teraszán. Itt a töltelékanyag homokos vályog, melynek túlnyomó része agyagbemosódásos barna erdei talaj agyag aggregátumaival keveredett.

Gyakoriak a részben kitöltött deráziós völgyek a Kemeneshát kavicstakaróján (66. ábra). A 100 m szélességet is elérő, s néhány km hosszú, merev vonalú deráziós völgyek töltelékanyaga itt túlnyomórészt kavics, ez 10–20 m vastagságú is lehet, közbe–közbe hatalmas pannóniai agyaglepények és homokrétegek települnek. A kavics- és homokszemeket élénk vörösre színezi a kavicssal együtt áttelepült vörösbarna talaj agyagfrakciója. Ezek a nagyobb deráziós völgyek függenek a Rába jelenlegi völgytalpa fölött. A tárgyalás alatt levő deráziós völgyet a sárvári kavicsbánya tárja fel. A feltárásból jól kivehető, hogy az idősebb és nagyobb deráziós völgybe egy kisebb, fiatalabb tál keresztmetszetű völgy mélyül, melynek hordalékkúpja a Rába jelenlegi völgytalpára fut ki. Szerencsés módon a

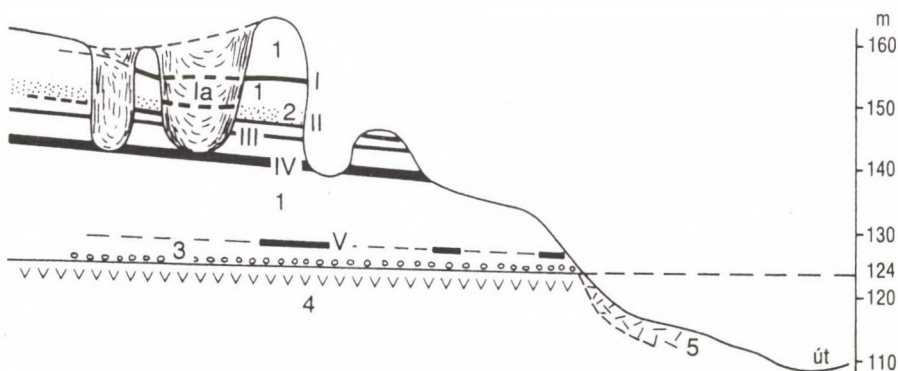




64. ábra. Lejtőlősszel kitöltött derázios völgy. Nagybátony, Újváros

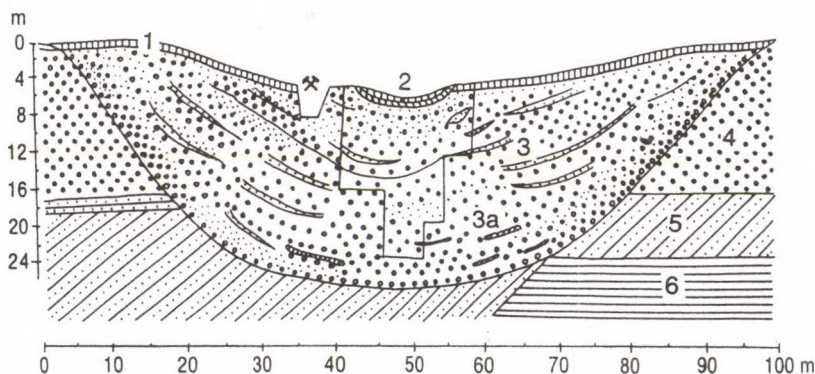
1 = barna erdei talaj; 1a = teraszperemen polygonális zsákok látszanak; 2 = 5–10 cm vastag talajszedimentekkel és kavicszsinórokkal tagolt lejtőlősz; 3 = rétegzett lejtőlősszel kitöltött derázios völgy; 4 = Zagya terasz (IIb); 5 = oligocén murvás homok

fiatalabb derázios völgy hordalékkúpja anyagát közvetlenül a Rába völgytalpának oldalán egy újabb kavics- és homokbányában szintén feltárták (75. kép). A fiatalabb derázios völgy hordalékkúpjának feltárása nagyon jó támpontot nyújt a hordaléklerakódás módjára és korára. A hordalékkúp üledéke homok, kavics, mely a korábbiakban tárgyalt módon szintén a lejtővel párhuzamosan rétegzett. A hordalékanyagban *szingenetikus és epigene-tikus krioturbációs jelenségek* figyelhetők meg (elfedett fagyékek az út menti bevágásban, rétegdeformációk és zsákosodás a kavics- és homokfejtőben; 75. kép). A hordalékkúp felszínén kovárványos barna erdei talaj alakult ki. Az utóbbi hordalékkúp a Rába jelenlegi völgytalpa alá fut ki, bár gyökérregiója felé haladva lényegesen afölé emelkedik, és több



65. ábra. Öt fosszilis talajjal és eltemetett dellével tagolt löszköteg a Duna IIb. sz. teraszán. Basaharc, elhagyott téglavető

1 = lejtőlősz rétegek, helyenként rétegzettek; 2 = finom homok, löszös homok; 3 = Duna IIb. sz. terasz kavicsa, a Duna 0 pontja felett 24–26 m; 4 = andezit tufa és agglomerát; 5 = lejtőtörmelék; I–V = fosszilis talajszintek; 1a = fosszilis vörösbarna talajjal kitöltött és eltemetett derázios völgy (l. még a 115. ábrát is)



66. ábra. Kavicssal kitöltődött deráziós völgy. Sárvári kavicsbánya feltárása alapján rekonstruált egykori nagy deráziós völgy a Kemeneshát kavicsstakaróján

1 = agyagbemosódásos barna erdei talaj; 2 = a legfiatalabb deráziós völgyet kitöltő humuszos homok, alatta eltemetett barna erdei talaj; 3 = világos és sötét téglavörös agyagbemosódásos homokba ágyazott, agyaghártyás kavics mint az idős deráziós völgy tölteléke, közbe-közbe pannon agyaglepények (3a); 4 = a Kemeneshát kavicsa, a Rába idős hordalékkúp anyaga; 5 = pliocén kereszttrégzett homok; 6 = felsőpannóniai agyag, felső szintjében homokos agyag

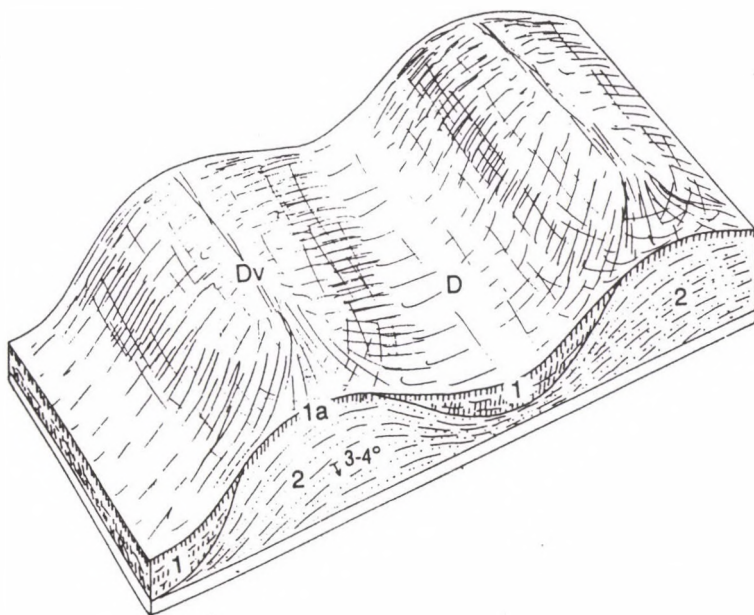
hasznos társával együtt a Rába-völgy peremén az első morfológiailag jelentős szintet alkotja. Itt is arról van tehát szó, hogy a deráziós völgyek hordalékszállítás az utolsó glaciális folyamán jelentősen hozzájárult a Rába völgytalpának feltöltéséhez.

A fentebbiek azt tanúsítják, hogy a IIb. sz. és az annál idősebb teraszokon levő deráziós völgyek több ütemű változatos fejlődésen mentek keresztül, miközben az idősebbek általában kitöltődtek, a fiatalabbak pedig a régiek csapásirányát követve, részben azok nyomvonalán, részben kissé eltolódva alakultak ki, az esetek túlnyomó részében az utolsó két glaciális során (legalábbis adataink többnyire erre vonatkozóan vannak).

#### *b) Dombságok deráziós völgyei és kitöltődésük*

A dombságaink területén feltáruló deráziós völgykitöltődések típusa – úgy látszik – nem sokban tér el a teraszokon tapasztaltaktól. A nehézség csupán az, hogy nem mindig sikerül a deráziós völgykitöltődést valamely meghatározó erózióbázis szinthez kapcsolnunk. A dombságok peremén, különösen ha azokat szélesebb eróziós völgy határolja, a teraszoknál ismertett feltöltődési menet szintén felismerhető. A 76. kép a Tolnai-Hegyhát peremét mutatja be Keszőhidegkútnál, a Kapos árteréről nézve. A Tolnai-Hegyhát több tucat km-en keresztül keretezi a Kapos völgye, az ártérre 100–200 m-enként eróziós–deráziós és deráziós völgyek futnak ki. Ezek egy jól fejlett szintet melléngerincszerű lapos dombhátakká tagoltak fel (76. kép N1). A deráziós völgyek többsége a képen látható



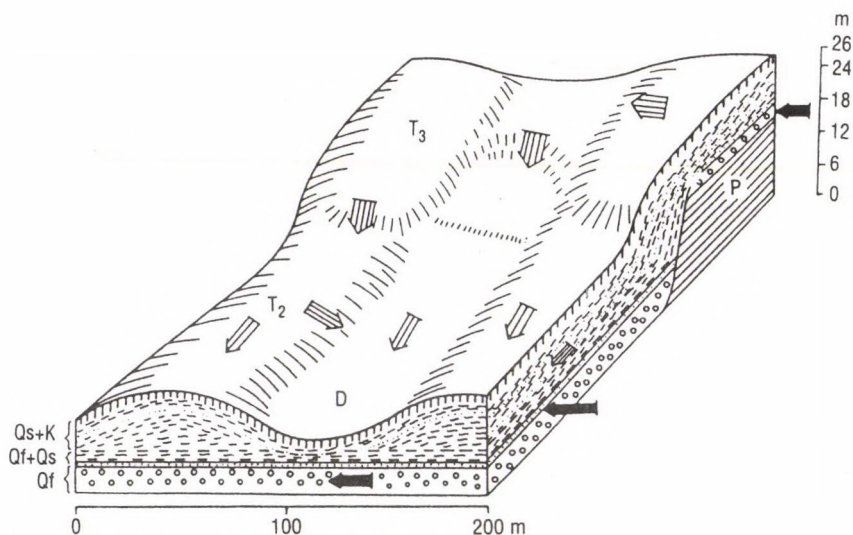


67a. ábra. Deráziós lejtőüledékek sémája dombvidéken. Ságvár–Nyim közötti útbevágás szelvénye

1a = barna erdei talaj; 1 = lejtőlösz humuszcsíkokkal rétegezve; 2 = ívesen rétegzett homok, a rétegződések dőlése minden irányban a mai domborzatot követi; D = deráziós völgy; Dv = deráziós völgyközi hát

magasabb N2 szint homlokzatából indul ki úgy, hogy abba kissé belefészkeltek magukat. Az N2 szint háttérében még magasabb szintek, ill. a Hegyhát tetőszintjei sorakoznak. A belsőbb szintek felől csak a nagyobb eróziós–deráziós völgyek futnak ki a Kapos ártere felé. Ezekben 1–3 deráziós szint is megfigyelhető a völgytalpak fölött. A kisebb deráziós völgyektől feldarabolt N1 szint a Kapos ártere felé eleinte lankás, majd domború lejtőjű. A deráziós völgyek között elhelyezkedő ún. *deráziós völgyközi hátakat* a Kapos völgyével nagyjából párhuzamos feltárások teszik tanulmányozhatóvá. Egy ilyen völgyközi hát keresztmetszetét ábrázolja a 47. ábra és a 61. kép. A Tolnanémedi-téglagyár fejtőjének feltárásából világosan látszik, hogy az N1 szintet felépítő lösz lejtős lösz. Az ábra és a kép több egymásba települt deráziós völgykitöltést igazol. A finoman rétegzett homokos lejtős lösz a deráziós völgy tengelyében 8–9°-os dőléssel fut ki a Kapos völgytalpa felé. Megfigyelhető az is, hogy a mélyebben fekvő eltemetett deráziós völgyeknek a dőlése a völgytalp felé erősebb, míg a magasabb helyzetűek rétegei egyre kisebb lejtőszöggel nagyjából az N1 szint lejtősdősével azonos értékkel dőlnek.

Ezek az adatok arra utalnak, hogy a Kapos völgytalpa egy korábbi időben a mainál is mélyebben fekvő volt, majd jelentősen feltöltődött, főként az oldalról jövő deráziós szoliflukció üledékáttelepítő hatására. Ezt követően ismét jelentősen kimélyült, mely

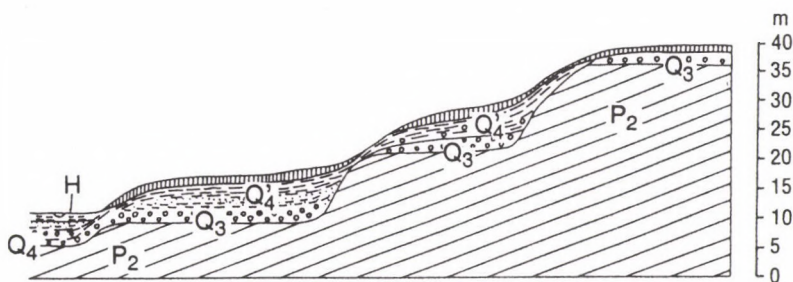


67b. ábra. Deráziós lejtőlőszök és laza üledékek helyzete és kapcsolata a folyóvízi teraszokkal

A sötét nyilak a folyóvízi üledékszállítás irányát jelzik, a világos nyilak a deráziós üledékszállítás irányát és arányát szemléltetik. – Qf = pleisztocén folyóvízi üledék; Qf+Qs = pleisztocén folyóvízi és a deráziós–szoliflukciós üledéklerakódás váltakozása; Qs+K = pleisztocén szoliflukciós és deráziós üledékfelhalmozódás (pl. felületi leöblítés); T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub> = a második és harmadik ármentes terasz és a rajta települt deráziós lejtőüledékek; P = pannóniai rétegek, főként homokos agyag; Dv = deráziós völgy

szinthez igazodva képződtek ki a jelenlegi deráziós völgyek. Ezek azonban – mint a 47. ábra mutatja – nem mindig pontosan az előző deráziós völgy nyomvonalában, hanem attól kissé eltolódva is kialakulhattak, ezáltal deráziós völgyképződés felszíni inverziót hozott létre. Lényeges azonban az, hogy a jelenlegi deráziós völgyek is még a glaciális alatt mélyültek ki, amire a 47. ábra C jelzésű rétegkötege utal. A jelenlegi deráziós völgytalpon található eltemetett csernozjom talajok és a bennük lévő archeológiai cserépletek arra utalnak, hogy a kitöltődés tulajdonképpen már az újholocénban ezekben is megkezdődött. Az N1 deráziós szint rétegeinek dőlés viszonyaiból és magának a szintnek a geomorfológiai helyzetéből arra lehet következtetni, hogy a Kapos völgyében az eróziós tevékenység e deráziós üledékek felhalmozódásakor igen gyenge lehetett vagy éppenséggel teljesen szünetelt. A Kapos völgyébe helyenként erősebben benyúló, az N1 szinthez tartozó deráziós völgyközi háta átvágásai tehát pseudo-epigenetikus völgyszakaszok. Az alacsonyabb deráziós szinten rétegzett üledékei tehát időnként szélesebb sávokban (nem vonalasan), de mégis deráziós völgyekben halmozódtak fel (47. ábra a és b rétegei). Vagyis a magasabb szint felől az alacsonyabb szint lejtőjére nem olyan areális módon rakódott le az anyag, mint azt korábban az üledékeknek a lejtőn való felhalmozódásánál ismertettük. A kérdés csupán az, hogy az előbbieknél is nem ugyanaz a folyamat játszódhatott-e le, természetesen különböző átmeneteket feltételezve?





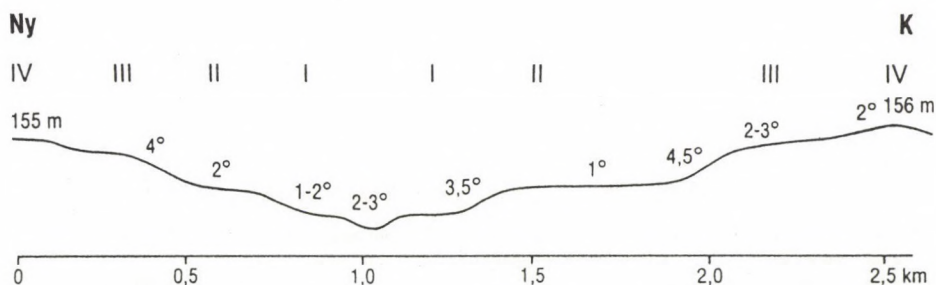
68. ábra. Az Által-ér bal parti teraszai és a teraszra települő deráziós üledékek helyzete

P<sub>2</sub> = felsőpannóniai homokos rétegek; Q<sub>3</sub>–Q<sub>4</sub> = az Által-ér teraszanyaga; Q'4 = leperszerű szoliflukciós–deráziós lösz, löszös homok; H = holocén folyóvízi feltöltés

Ez tehát más szóval azt jelentené, hogy a lejtőkön végbement üledékfelhalmozódás tulajdonképpen tágas deráziós völgyekben történt. Természetesen, ha a deráziós völgy lejtőit is alapegységnek vesszük, akkor a lejtős üledékképződés folyamatára a válasz ezzel megegyező lehet (pl. 41. ábra).

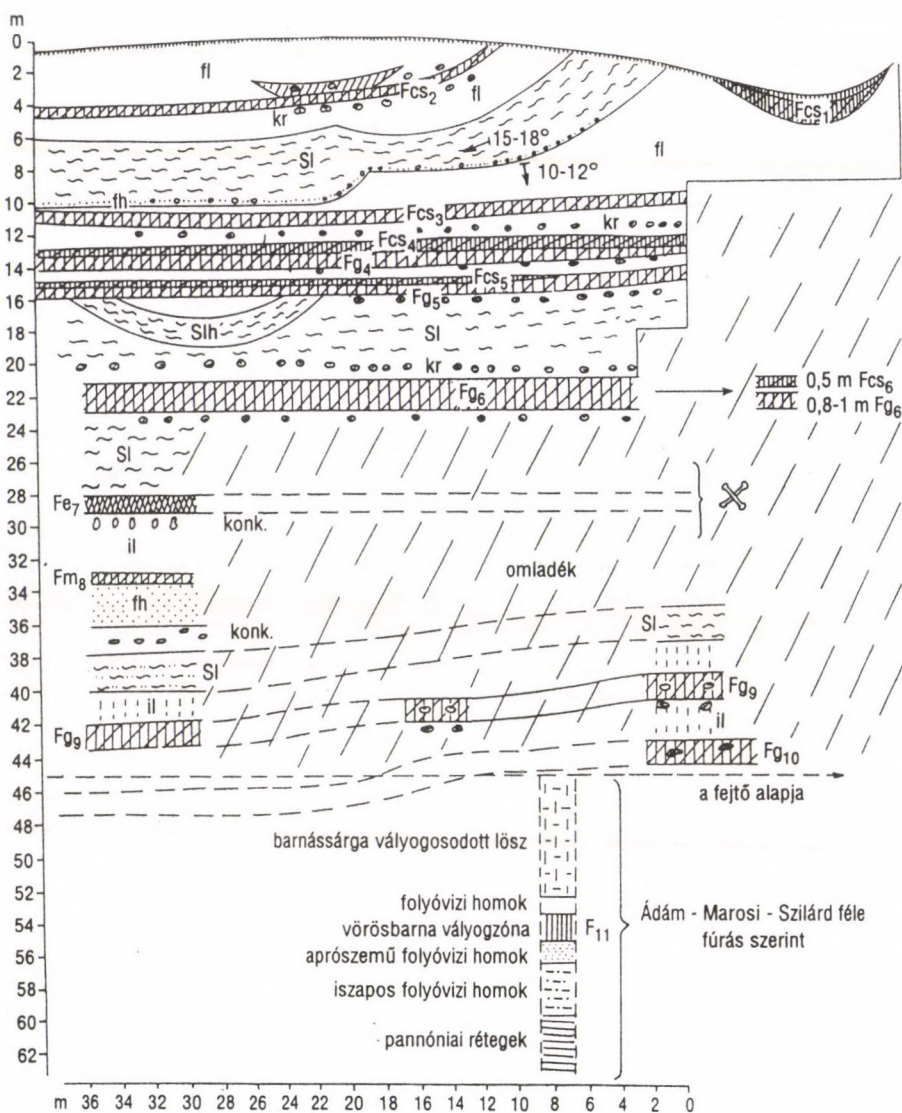
Az eddigiek során ismertetett megfigyelési eredmények birtokában részletes megfigyeléseket végeztünk az Által-ér bal oldalán fekvő dombvidéken. Tatabánya, Környe, Dad, Kömlőd környékén jelentős építkezések folytak, ezért sok értékes adatot nyújtó feltárást találtunk, melyeket külön-külön ismertetni ezen összefoglaló jellegű tanulmányban túlságosan messze vezetne. A lejtős üledék köpeny helyzetét, rétegződését a 67b. ábrán általánosítva mutatjuk be.

Az Által-ér völgye Környe és Tatabánya között elég széles. Az ártér fölött a völgy bal partján négy kavicsteraszt lehet igazolni, a tetőszint prepleisztocén hordalékkúp-kavicsát is beleszámítva. Az Által-ér bal oldalán az ártér fölötti terasz nagyjából a műút magasságában helyezkedik el, melyre 8–12 m vastag rétegzett homokos lösz, ill. finomhomok telepszik (63. kép), méghozzá úgy, hogy a teraszanyag felső sávjában a deráziós anyag a fluviatilis anyaggal ölelkezik. A levelesen rétegzett finom homok, homokos lösz rétegek az ártér felé



69. ábra. Eróziós–deráziós eredetű völgy deráziós teraszokkal. Kocs községbe vezető műút mentén fektetett keresztzelvény

I–IV = deráziós szintek, deráziós teraszok; 3,5° = a felszín lejtése



70. ábra. Lejtőlösszel eltemetett dellék. A Paksi téglagyár löszfeltárása 1961-ben

fl = lössrétegek („fiatalabb lösz”); SI = finoman rétegzett szoliflukciós-derázisú lejtőlöss, lössös homok; fh = finoman rétegzett homok; kr = krotovinák, állatjáratok; il = idősebb lösz; F<sub>1</sub>–F<sub>11</sub> = eltemetett, fosszilis talajok; Fcs<sub>1</sub> = csernozjom talajból derázisú völgytöltetek; Fcs<sub>2</sub>–Fcs<sub>3</sub> = gyenge mezősségi talaj, karbonátos primitív talaj, lapos delle helyzetben; F<sub>4</sub>–F<sub>5</sub> = erősen humuszosodott barna mezősségi talajok, az egyes eltemetett talajzónák alsó szintjei gesztenye színű talaj maradványát őrzik meg (Fg<sub>4</sub>, Fg<sub>5</sub>), a felső részeik csernozjom jellegű talajképződmények (Fcs<sub>4</sub>–Fcs<sub>5</sub>); Fg<sub>6</sub> = felső szintjében humuszosodott gesztenye színű sztyeptalaj, igen sok állatjárat maradvánnyal; Fg<sub>7</sub> = élénkvörös barna erdei talaj, igen erős mészfelhalmozódásos szinttel; Fm<sub>8</sub> = (mocsári) réti talaj, alatta erős mésziszap felhalmozódás; Fg<sub>9</sub> = vörös- és gesztenyebarna talaj gyakori



lankásan, az ártér peremén pedig meredeken dőlnek (68. ábra). Ebbe az anyagba a magasabb terasz homlokzatától hosszanti lapos, deráziós völgyek futnak ki, az Általér völgytalpszáján kis hordalékkúpot képezve.

A deráziós völgyek közti háta keresztmetszete alapján az is megállapítható, hogy a deráziós völgy bemélyülése során az Általér felé lejtősen rétegzett anyag a deráziós völgytalpak felé, tehát az előbbi irányra merőlegesen is áttelepült. Az anyag mozgásának irányát a lejtőn a 67b. ábrán látható nyilak szemléltetik, amelyek vastagsága egyúttal az üledékszállítás mértékével, ill. gyorsaságával arányos. A feketére színezett nyilak a fluviatilis szállítás irányát jelzik.

Az elmondottak jellemzőek az Általér bal oldalán elhelyezkedő egész deráziós dombságra. Az üledékfelhalmozódás az Általér mindenkori erózióbázisához igazodó szinteken zajlott le és a hosszabb deráziós völgyeknek, ill. eróziós–deráziós völgyeknek jól fejlett deráziós teraszaik vannak (69. ábra).

Dombságaink belsejében gyakoriak a hosszanti, széles, tágas deráziós völgyek, melyek kimélyítésében periodikusan az erózió is közreműködhetett (mint pl. a zalai, somogyi meridionális völgyek). E völgyeknek rendszerint többé–kevésbé fejlett, de mégis kivehető deráziós teraszaik vannak, melyekről konzekvensen, de előfordul, hogy obszekvensen kisebb deráziós függővölgyek futnak le. Nagyobb deráziós völgyek oldalán elhelyezkedő feltárások lejtős löszeiben a fővölgy felé lefutó *eltemetett deráziós völgyek* egymás alatt több szintben is előfordulhatnak (60. kép, 46., 47. ábra). Az ilyen feltárások löszei esetenként több vályogzónával is tagoltak, ami arra enged következtetni, hogy a fővölgy deráziós feltöltődése során a beléje torkolló kisebb deráziós mellékvölgyek is e folyamattal együttesen töltődtek ki.

Lényegében hasonló folyamatra utalnak a paksi téglagyár feltárásában található rétegtani viszonyok is. Az egymással nagyjából párhuzamosan elhelyezkedő fosszilis talajzónák egy ÉÉNy–DDK-i irányú széles, lapos deráziós völgy hosszanti tengelyében

70. ábra folytatása

krotovinafoltokkal; Fg<sub>10</sub> = vörös- és gesztenyebarna talaj; F<sub>11</sub> = fűrással feltárt fosszilis talaj, vörösbarna vályogtalaj

A Paksi téglagyár fosszilis talajzónái egy eltemetett, deráziós völgy hossztengelye mentén táruznak fel. Az F<sub>3</sub>, F<sub>4</sub>, F<sub>5</sub> és az F<sub>7</sub> jelzésű fosszilis talajzónák a feltárás falára merőlegesen – 2–6° szögben – dőlnek befelé. A felsőbb deráziós löszköteg (Sl) pedig már a Duna felé kifutó mellék deráziós völgyben rakódott le. Ezen kívül a feltárás falában még több kisebb deráziós völgykitöltődés észlelhető. A Paksi téglagyár udvara homlokzati falából az Fe<sub>7</sub>-tel jelzett élénk vörösbarna talaj körüli 6–8 m vastag löszkötegből, a robbantásos fejtés miatt pontosabban meg nem határozható rétegből, számos gerinces fauna lelet került elő: a vörösbarna talaj alól *Elephas primigenius* fog, a talajzóna feletti részből *Coelodonta antiquitatis* fogak, nagyformátumú *Equus* fogak, állkapcsok és csontok kerültek napvilágra. A leletek kora KRETZOI MIKLÓS szerint a Riss és Würm határ területére, ill. a Würm glaciálisba helyezhető

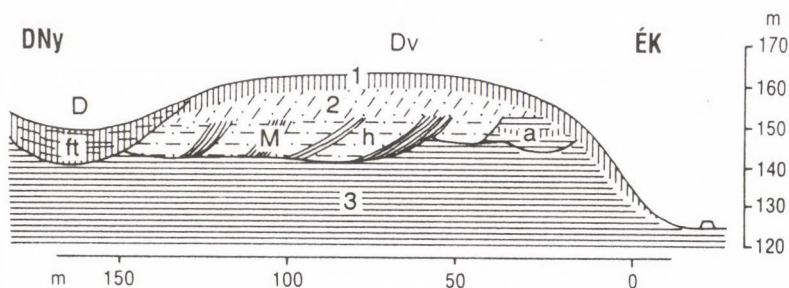
Bár egészen pontosan méterre nem tudjuk megjelölni a csontokat tartalmazó rétegeket, de egészen biztos, hogy az F<sub>6</sub> számmal jelzett talajzóna alatti rétegekből kerültek elő, mert az F<sub>6</sub>-os talajzóna és a felette lépcsősen kiképzett rétegek sértetlenek voltak, a robbantás azokat nem bolygatta meg

Az újabb vizsgálatok szerint az Fg<sub>10</sub> sz. eltemetett talajig a feltárás rétegei normális mágnesezettségűek, a Brunhes–Matuyama paleomágneses forduló ez utóbbi talaj alatt volt észlelhető, tehát 0,72 millió év lehet a kora a Paksi téglagyár bánya talpáig feltárt rétegsornak. Az ún. fiatal löszök és eltemetett mezőségi talajai (Fcs<sub>2</sub>–Fg<sub>6</sub>) feltehetően az utolsó két glaciális ciklust (W+R) foglalják magukba (PÉCSI M. 1996)

fekvő anyagelrendeződésre utalnak, míg a feltárás falára merőlegesen kifutó deráziósan feltöltött kisebb völgykeresztmetszetek a nagyobb deráziós völgybe torkolló függővölgyek emlékei lennének (77. kép, 70. ábra).

Egészen sajátos helyzetű *feltöltött deráziós völgyek* találhatók a Pannonhalmi-Csanak oldalában. Ezek a feltöltött deráziós völgyek a Csanak csapásirányával majdnem megegyezőek, arról enyhe harántszögben futnak le úgy, hogy a lejtőoldalon meredek feltárásban csészeszerűen egyre alacsonyabb szintbe tolódtak le a mai völgytalp irányába (78. kép). A hajdani deráziós völgyeket finoman rétegzett homokos lösz tölti ki (64. kép).

Megközelítően hasonló orográfiai helyzetben fekszik a *Solymári Rozália téglagyár* által feltárt hatalmas deráziós völgykitöltés is. A Solymári-völgy jobb oldalán a budai Csúcs-hegy oldalához támaszkodva egy széles, 160–165 m tszf-i magasságú deráziós üledékekkel feltöltött felszín helyezkedik el, melybe a Csúcs-hegy oldaláról a Solymári-völgy felé hegyesszögben kifutó enyhe deráziós völgy mélyül (71. ábra). A téglagyár fejtőgödre keresztben tárja fel a lejtőüledéket az alatta fekvő kiscelli agyaggal együtt, több mint 150 m szélességben. A jelenlegi deráziós völgy tengelyében (D) mintegy 6–8 m vastagságú fosszilis talajjal (Ft) kitöltött, jól rétegzett völgytöltelék táruul fel. A feltárás ÉK-i irányban folytatódva a kiscelli agyag fölött mintegy 15–20 m vastag, alul homokos, felfelé homokos iszapból álló deráziós völgytöltelék metsz keresztbe. A rétegek településéből arra lehet következtetni, hogy a jelenlegi fosszilis talajjal kitöltött deráziós völgy ÉK-ról DNy felé fokozatosan eltolódott. A DNy felé lecsúszó deráziós völgynek mindig csak az ÉK-i szárnyú ívei maradtak meg (79a., b., c. kép). Ez a feltárás a deráziós völgykitöltődés hatalmas mértékéről tesz tanúbizonyságot. Részletes elemzése külön tanulmány tárgya lehet (ld. még 7. ábra és 79. kép magyarázatát).



71. ábra. Lejtőüledékek a deráziós völgyben és deráziós völgyközi háton. Solymári Rozália-téglagyár fejtőjének vázlatos szelvénye (1961)

ft = szolifluídált fosszilis talaj, rétegzett barna szemipedolit, deráziós völgytöltelék; h = homok, homokos iszap, ismételt hasonló dőlésű deráziós völgy töltelék; M = meszes felhalmozódások, lepények; a = agyag-vályog lencsék; 1 = barna erdei talaj; 2 = lejtőlöszös homok; 3 = kiscelli agyag (oligocén), melynek felszínére erős diszkordanciával kavicsos törmelék közbeiktatásával telepszik a rétegzett deráziós lejtőüledék; Dv = deráziós völgyközi hát domborzati inverziót képvisel; D = deráziós völgy

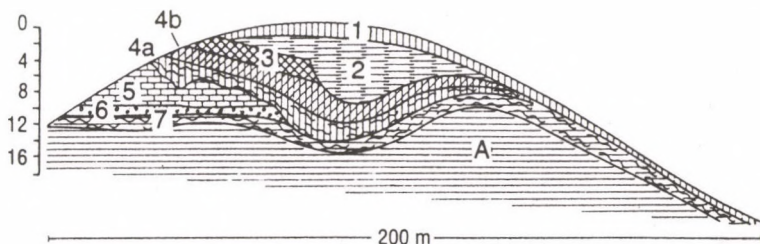


c) Hegységi peremek, köztes medencék deráziós völgyei és kitöltődésük

Hegységeink peremén a deráziós völgyek tengelyének lejtésszögei általában valamivel erősebbek, mint dombságainkon, a deráziós üledékkitöltődés mégis megtalálható. Erre példaként az *egri Noszvaj úti téglagyár* feltárását mutatjuk be (72. ábra, 80a., b. kép). A deráziós–szoliflukciós folyamatokkal kitöltött völgyet mindkét oldalról mélyen bevágódott, tágas deráziós völgyek veszik közre, a feltárás tulajdonképpen egy deráziós völgyközi hát keresztmetszete. A domborzati inverziós helyzetű völgytöltelék pedig erősen agyagos, vályogos képződmény, mely több ütemben, talajképződések közbeiktatásával töltődött ki. Bár a feltöltődés korára pontos adataink nincsenek, mégis úgy látszik, hogy a deráziós völgyközi hátat keretező két nagyobb deráziós völgy, melyek lejtőin is szoliflukciós jelenségek figyelhetők meg, tartoznának az utolsó interglaciális kori eróziós, ill. utolsó glaciális kori deráziós kimélyüléshez, a szóban forgó kitöltött deráziós völgy pedig több idősebb glaciális során képződött és töltődött fel.

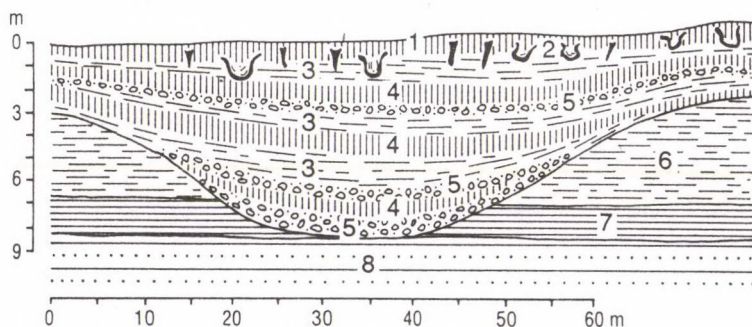
Szerencsésebb helyzetben voltunk a *Mályi téglagyár* agyagfejtőjének felső részébe bemélyült és kitöltődött deráziós völgy üledékeinek korát illetően. Itt egy széles–tágas függő deráziós völgy a lejtőn több ütemű mélyítést és kitöltést szenvedett. A völgytöltelékben négy fosszilis talajt konstataitunk. A kitöltődés menetére jellemző, hogy a fekvő harmadkori anyagon először egy vékony, pár dm vastagságú kavicsáv, majd leveles rétegzettségű homok következett. Erre telepzik a legalsó fosszilis barna erdei talaj. A rétegeknek ez az egymásutánja a deráziós völgyben kitöltődésben még három ízben megismétlődik, s a rétegek felfelé nyitott félkörívet képeznek. A deráziós völgy alsó homok szintjéből *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach zápfogát sikerült kiásni. A lelet kora KRETZOI M. szerint Würm.

A több ütemben kitöltődött, medence peremi deráziós völgyek típusára a *szombat-helyi téglagyár* fejtőjében feltárt helyzetet mutatjuk be (81. kép, 73. ábra). Itt a felsőpannon (felsőmiocén) keresztarétegzett homokra, ill. az azt lezáró 1–2 m kékesszürke agyagra 6–10



72. ábra. Fosszilis talajjal kitöltött deráziós völgy, mely most domborzati inverziót képvisel. Eger–Noszvaj úti téglagyár (l. még 80. kép)

A = oligocén agyag; 1 = vörösbarna fosszilis agyagbemosódó erdei talaj „B” szintje; 2 = újabb deráziós völgyképződés után szoliflukciósan áttepített rétegzett vályog; 3 = rozsdabarna vályogos (lessivé) talaj maradványa; 4 = deráziós völgytöltelék; 4a = szoliflukcióval áthalmazott agyagbemosódásos barna erdei talaj sötét vörösbarna vályog anyaga; 4b = néhány cm vastag fosszilis vörösbarna talajleplenyekből álló réteg; 5 = finoman rétegzett szoliflukciós agyag és finom homokos agyag, enyhe fagydeformálódást is szenvedett; 6 = helyi eredetű homok és agyagpala törmelékes kavics, eróziós periódus emléke; 7 = szoliflukciált és fagydeformálódott oligocén agyag. A deráziós völgy kitöltődése után felszíni inverzió következett be



73. ábra. Több ütemű szoliflukcióval kitöltött deráziós völgy. Szombathelyi téglagyár

1 = agyagbemosódásos barna erdei talaj; 2 = poligon formájú fagyüstök és fagyékek; 3 = áttelepített szoliflukciós vályog; 4 = fosszilis talajszintek; 5 = aprókavics és homok erősen kevert anyagú rétegek; 6 = szoliflukciósan áttelepített barna vályog, benne elszórtan kavicszemek; 7 = kéesszürke, helyenként zöldes színű agyag; 8 = pliocén keresztaréztett meddő homok

m vastagságban rétegzett szoliflukciós homokos vályog (ún. barnaföld) telepszik. Ebben a felső üledékben egy 60–80 m széles, 7–8 m mély feltöltődött deráziós völgy üledékei tárultak fel. A deráziós völgytölteték legalsó rétege erősen kevert anyagú, aprókavicsos homok, mely valószínűleg egy eróziós–deráziós völgyképződés maradványa. Erre szoliflukciós vályog telepszik, melyen agyagbemosódásos erdei talaj alakult ki. Majd ismét egy vékony kavicscsík íves elhelyezkedése figyelhető meg, erre rétegzett szürkésbarna vályog és egy újabb agyagbemosódásos erdei talaj következik és ez a helyzet még kétszer ismétlődik. A feltárásban összesen négy fosszilis erdőtalaj figyelhető meg, mivel a felső talajszint szintén fosszilis, amit annak alsó szintjében elhelyezkedő agyagpoligonok is bizonyítanak. A deráziós völgytöltés tehát itt is blokkolva van glaciális jelenségekkel. A völgy kimélyülése és feltöltődése az üledékképződésben jól elkülöníthető ritmusokban nyilvánul meg. A négy fosszilis talaj azt bizonyítja, hogy ezek erdőképző klímának felelnek meg, a kavicsszintek eróziós periódusok, a rétegzett vályog pedig a szoliflukciós deráziós, ill. a geliszoliflukció periodikus működésének emlékei.

Bár a megfigyelések még eléggé hézagosak a megfelelő feltárások hiánya miatt, a tömeges és durva törmelékes kőzeteken feltároló deráziós völgyek talapzatán több esetben találtunk fagyreselődési és zsákosodási formákat, deráziós völgytöltetékkel lefedve (17., 82. kép, 63. ábra). Ezek az adatok a deráziós völgyek kezdeti kialakulásánál is a fagyhatás szerepét jelzik.

Eddigi megfigyeléseink szerint a deráziós völgyek csapása csaknem kivétel nélkül megegyezik a terület fő szerkezeti vonalaival, és több deráziós völgy feltárásából meg lehetett állapítani, hogy azok a kőzetekben kialakult repedéshálózatok mentén képződtek ki. Ezért nem látszik túl merésznek az a feltevés, hogy a fenti esetekben a deráziós völgyek kialakulását, fejlődését éppen a szerkezeti vonalak repedéshálózata mentén a fagy repesztő tevékenysége és más krioturbációs folyamatok (preformált jégékhálózat kialakulása és kiolvadása a lejtőn) segíthetik elő (83. ábra).



## 8. A lejtősen rétegzett üledékek kialakulásának folyamata

A lejtősen rétegzett üledéktípusok, ill. a deráziós völgytöltelékek kialakulásának lehetséges magyarázatát rétegtani, közettani és geomorfológiai viszonyainak a fentebbi-ekben vázolt részletes elemzése alapján kíséreljük meg felvázolni. Tudatában vagyunk annak, hogy a magyarázat korántsem lehet teljes, mivel a probléma felismerésének még csak a kezdetéig jutottunk el, mégis már a jelenlegi ismereteink alapján egy lehetséges magyarázat kidolgozására feltétlenül szükségünk van. Lejtős térszíneink morfogenezisét, vázталajaink létrejöttének eredetét ugyanis a fluviatilis és eolikus folyamatokra támaszkodó elméletekkel nem lehet maradéktalanul megmagyarázni. Azok az adatok, amelyek a fenti üledékek települését, rétegződését a térben meghatározzák, egyúttal meghatározzák a keletkezésükre adandó magyarázat kereteit is.

Talán előnyösebb lesz gondolatmenetünket negatív bizonyítékokkal kezdeni. Korábban a lejtősen rétegzett homokokat folyóvízi eredetűnek tartották. Ez abból adódott, hogy nem vették figyelembe e rétegeknek a térben való helyzetét, dőlését és a vékony réteglapoknak önmagukkal és a lejtővel való párhuzamosságát.

Ezeknek a lejtővel párhuzamosan rétegzett üledékeknek a rétegdőlése a lejtő tengelyében 10–15°-os is lehet és hosszabb szakaszon kiékelődés nélkül futnak. Továbbá a rétegek lejtése minden irányban a mai vagy egykori felszín orográfiai vonalait követi. Ezek a körülmények kizárják annak a lehetőségét, hogy e képződmények fluviatilis felhalmozódására következtethessünk. S mivel a deráziós völgyekben ugyanez a rétegződés és az üledékek térbeli helyzete is hasonlóképpen mutatkozik meg, továbbá a lejtővel párhuzamosan rétegzett homokkötegek szemcséi gyakran még agyaghártyás bevonatúak is, nem gondolhatunk az üledékek eolikus ülepedésére sem.

Hasonlóképpen állunk a lejtős löszökkel, legyenek azok homokliszt, homokos lösz vagy löszös homok frakciójúak is, a rétegek közé iktatódo agyaghártyás rétegecskék és az előbb már ismertetett térbeli helyzetük ugyancsak kizárják eolikus eredetüket.

A pelites frakciót bőven tartalmazó, lejtővel párhuzamosan és finoman rétegzett üledékköpeny eolikus ülepitését szintén tagadnunk kell, mivel azokban nem egyszer áttelepített fosszilis talajcsíkok és elszórtan nagyszemű kavicsok vagy kötőrmelékek is előfordulnak. De nem is ismerünk példát ilyen finom frakciójú pelites üledék eolikus úton való felhalmozódására. Fluviatilis úton való lerakódásukat ugyancsak kizárja az a körülmény, hogy e finom réteglapokból álló üledékek gyakran 15–27°-os lejtőszögben települtek. Ilyen finom frakciójú üledék ekkora lejtőszög alatt folyóvízi–fluviatilis szállítás közepette nem ülepedhet le. Az agyag- és lösz frakciójú üledékek rétegdőlése általában szintén a mai, ill. a lerakódásuk idején fennállott orográfiai (lejtő) viszonyokat tükrözi vissza.

Ha a szóban forgó lejtősen rétegzett, gyakran levelezett szerkezetű üledékeket mai településükbe sem eolikus, sem fluviatilis folyamatok nem halmozhatták fel, keresnünk kell egy olyan felhalmozó tényezőt, amivel kielégítő módon megmagyarázhatjuk ezeknek az üledékeknek a rétegzettségét, dőlését, közettani összetételét és általában a geomorfológiai formákhoz való idomulásukat.

Olyan anyagszállító és felhalmozó folyamattal állunk szemben, amely képes volt arra, hogy ezeket az üledékeket a mindenkori lejtési viszonyoknak megfelelően a felszínen areálisan mozgassa, ill. felhalmozza. Az is megállapítható ez üledékek mikrorétegtani, közettani vizsgálatából, hogy a kérdéses folyamat üledékszálító képessége aránylag lassú és időszakosan változó energiájú volt, továbbá a folyamat rövidebb szakaszok közbeiktatásával szünetelt, majd ismét feléledt. Az üledékek típusainak ismertetése során több alkalommal utaltunk arra, hogy a rendelkezésre álló adatok szerint ez az üledékképződés uralkodóan a pleisztocénben, mégpedig sajátos glaciális klimatikus viszonyok között ment végbe, ugyanis az üledékben szinkron krioturbációk és fagyréslődések fordulnak elő.



Mivel a lejtősen rétegzett üledékek részben és helyenként a lejtős szoliflukcióval mutatnak rokonságot, ill. helyenként azzal váltakoznak is, másrészt a deráziós völgyekben lerakódott üledékekkel azonosak, neveztük e folyamatot a bevezetőben *deráziós szoliflukciónak*. Ez másképpen annyit jelent, hogy *az üledékfelhalmozódás a lejtőn részben a deráziós völgyekből megállapítható üledékmozgatási és felhalmozódási módon ment végbe*. A deráziós völgyekben ma is megfigyelhető, hogy az *anyag szállítása* kevés víz hatására (hóolvadások vize és lassú tartós esőzések) *úgy történik, hogy a talajrészecskék, ásványi részecskék az olvadékvizekben, ill. az areálisan mozgó vízben elegyként szállítodnak tova, ill. kerülnek lerakódásra*. A záporvizek hatására azonban a növényzet nélküli felszínen, a domború lejtőn mai viszonyaink közepette is kisebb vagy nagyobb árkolódások keletkeznek (84., 85. kép). A lejtősen telepített üledékekben ilyenek nyomaira azonban a legszorgosabb megfigyelés során sem bukkantunk.

Marad tehát a jelenkori deráziós anyagszállítás analógiájára a csapadék és hóolvadékvizek, talaj és ásványi talaj szállító és felhalmozó tevékenysége.

Az olvadékvizek tevékenységével különösen a homok, homokos lösz, löszszerű üledékek áttelepítésénél számolhatunk, mert ezek az üledékek geliszoliflukciósan nem szállítódnak. Ugyanakkor a vályogos és agyagos frakciójú üledékek szállítását és rétegzett felhalmozódását is megmagyarázhatjuk az időszakosan fagyott talajról való lemosással. Az olvadékvizek anyagszállítása, a lamináris szoliflukcióhoz (ld. ott) hasonlóan szintén a kora nyári hóolvadás idején lehetett a hatékonyabb, amikor a feltalaj még fagyott volt – ha állandóan fagyott talaj nem is volt. A megolvadt hólé hőmérséklete legalábbis 0°C-os, tehát a fagyott feltalaj felolvasztásában részt véve vékony talajréteg szállítására volt képes. S amíg a felső talajréteg teljesen fel nem engedett, a hólé nem tudott a talajba szivárogni, hanem a lejtőn távozva, a nap bizonyos szakában szállította a talajrészecskéket. Mivel azonban az éjszakák rendszerint fagyosak voltak, az anyagszállítás éjjelenként még a lejtőn is megállt. Ezzel magyarázható lenne az a körülmény, hogy üledékfelhalmozódás domború lejtőn is végbement, ha kisebb mértékben is, mint homorú lejtőkön vagy a völgytalpakon. Feltételezhetjük, hogy a nappal felengedett és tovaszállított anyag az éjjeli fagy hatására még további belső rendeződést is elszenvedett. Ezzel lehetne magyarázni az 1–2 cm-es rétegeken belül a finomabb és durvább anyagok elrendeződését (fagynyomás és „jégtűs szoliflukció” hatására, ld. 21. jegyzet). A hóolvadási periódus végére, vagy nem sokkal azután, hogy a feltalaj is felengedett, a lejtőn való anyagszállítás lényegében meg is szűnt, mivel a talaj felső része fokozatosan kiszáradt.

A felszín alakítását a továbbiakban a kevés csapadékú, száraz kontinentális glaciális fázisban a szél és a ritka nyári záporok végzik. Azonban e két másik tényező feltétlenül pusztító hatással volt az olvadékvizek által létrehozott finom rétegzettségére. Ennek ellenére ezek nyomait a lejtős rétegekben eddig még alig sikerült észrevenni.

Ezt azzal magyarázhatnánk, s kell is magyaráznunk, hogy a következő kora nyári olvadékvizek anyagszállítása, továbbá a felső talaj későbbi olvadása, fagyása az előbbieket hatását, formamaradványait közben eltüntette. A szél és a barázdás erózió tevékenységére utalhat a hosszan követhető, azonos vastagságú kis rétegek kötegek helyenkénti megszakadása és kiékelődése. Ezek a kiékelődések azonban alárendeltek és a rájuk ritmikusan egymásra települő 1–2 cm-es rétegek ismét hosszan, a lejtő egész menetében észlelhetők.



Hogy e folyamat főleg száraz periglaciális körülmények között ment végbe, utalásként emlékeztetünk arra, hogy a pelites anyagokban gazdag rétegecskék apró gyűrődéseket, hullámfodrokat és repedéseket is mutatnak.

A feltárásokból megállapítható települési viszonyok azt tanúsítják, hogy ez a derázis szoliflukciós folyamat gyér növényzet mellett, olyan periglaciális klímátípus uralma idején megy végbe, amely megelőzi, gyakran pedig követi a valódi löszképződés időszakát. A rétegzetlen, eolikusnak vehető löszköteg rendszerint a derázisban áttelepített rétegzett löszös homokra vagy homokos löszre telepszik. Több esetben azonban a lejtős rétegzett anyagot fosszilis talajzóna zárja le. A talajképződés folyamata általában megvédi a szóban forgó üledéket a későbbi pusztulástól.

A lejtőüledékben a különböző rétegek képződéséhez szükséges feltételek és a bennük előforduló krioturbációs jelenségek alapján két talajzóna között az alábbi klímaváltozások valószínűsíthetők:

A ciklust bevezető fosszilis talajt (74. ábra 6) – az esetek többségében – szoliflukciós rétegzett üledék fedi. E réteg (5) alsó szintje gyakran krioturbált, sőt helyenként a fosszilis talajzónába ebből a szintből fagyékek nyomulnak be. Felsőbb szintjében a rétegződés egyre elmosódottabbá válik és néhány m (1–3 m) vastag rétegzetlen löszös üledékbe megy át (74. ábra 4).

A talajképződés viszonylag csapadékosabb klímaigényéből kiindulva tehát egyre szárazabb körülmények között végbemenő folyamatsorra következethetünk. A rétegzetlen löszös üledékek felső részén fagyrése-lődés nyomai, ékek, repedések fordulnak elő, majd ismét levelesen rétegzett üledék következik (74. ábra 3), melynek alsó része gyengén krioturbált. E réteg felső szintje egyre vastagabb réteglapocskákból áll. Ez arra vallhat, hogy viszonylag több csapadék volt, de még mindig hideg klíma uralkodott (74. ábra 2). Ezt az üledéksort ismét talajzóna zárja le, mely melegebb, viszonylag csapadékosabb klímára utal (74. ábra 1, 87. kép).

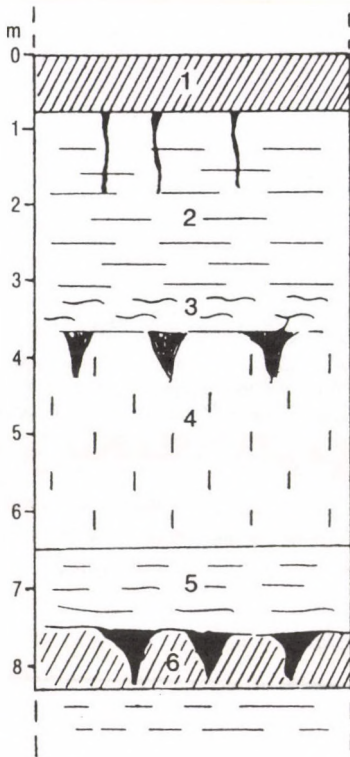
Ez az üledékképződési folyamat és periglaciális jelenségsorozat, amely a 74. ábrán a két fosszilis talaj között észlelhető, megfigyeléseink szerint az utolsó glaciális során többször is megismétlődött. Azonban nem minden feltárás szemlélteti a lejtős rétegek ilyen szabályos egymásutániságát.

*A lejtős üledékek képződésének klimatikus morfológiai feltételeiből következtetni lehet az – utolsó – glaciális kori éghajlati típusokra, melyek egymást váltogatva többször uralmon voltak.*

Általában kétféle fő talajtípus képződött: a) *mezősségi típusú talajok* (réti csernozjom és csernozjom barna erdőtalaj), b) *barna erdei talajok* (agyagbemosódásos erdei talaj, pszeudogley, rozsdabarna erdőtalaj és típusos barna erdei talaj). Ezek horizontálisan is és vertikálisan is váltakoztak egymással, a mikro- és a mezoklimatikus, az orográfiai és edafikus viszonyoknak megfelelően. Azonban *erdőtalaj és mezősségi jellegű talaj keletkezésére alkalmas klímák* mégis egy feltáráson belül is megkülönböztethetők egymástól. Erdőtalaj képződés az esetek nagy részében interglaciális melegebb–nedvesebb szakaszában mehetett végbe. A mezősségi talajok keletkezését viszont nem kell mindenütt feltétlenül a Würm valamelyik interstadiálisához kötnünk. Kialakulhattak azok a többszöri klímaingadozással jellemezhető interglaciálisok egyes viszonylag melegebb és szárazabb időszakokban is.

*A krioturbációs jelenségek kialakulásának klimatikus feltétele a szigorú hideg, száraz tél. Ennek a klímának két főtípusa volt: igen hideg, száraz klíma alatt fagyékek, repedések keletkeztek, az igen hideg, de kissé nedvesebb viszonyok között a szűkebb értelemben vett krioturbációs formák alakultak ki (zsákok, gyűrődések stb.).*

74. ábra. A lejtős üledékképződés szakaszai két fosszilis talajzóna között az utolsó glaciálison belül. Általánosított szelvény



1 = eltemetett mezősi talaj alsó szintjéből meszes fagyreszek nyúlnak lefelé; kialakulásának éghajlati igénye: száraz kontinentális sztyepleklima (*csernozjom képző klíma*) relatíve kevés csapadékkal, állandóan fagyott talaj nélkül; 2 = finoman rétegzett, levelezett szerkezetű lejtőlössz, vagy homokos lösz; kialakulásának éghajlati igénye: kevés csapadék, de téli hófelhalmozódás, az előzőnél hidegebb hőmérséklet, állandóan fagyott talaj, vagy legalábbis az év nagy részében fagyott altalaj. Az anyag szállítását és lerakását a lejtőn a hó olvadásából származó olvadékvizek lassú mozgással végzik (*kataglaciális klímátípus*); 3 = finoman rétegzett leveles szerkezetű lösz vagy homokos lösz, enyhén krioturbált. A klimatikus körülmények ennek kialakulásakor hasonlóak lehettek, de a csapadék valamivel több lehetett. Ez kedvezően hatott enyhe krioturbációs jelenségek kialakulására (*kataglaciális klíma nedvesebb típusa*); 4 = rétegzetlen lösz. Ennek kialakulása a legszárazabb és leghidegebb klimatikus feltételekhez kötött (*javaglaciális klímátípus*); 5 = rétegzett lösz, homokos lösz. Ez a típus a rétegzetlen lösz alsó részében alulról felfelé egyre jobban elveszti rétegzettségét. Lassan, észrevétlenül megy át a felette levő rétegzetlen löszbe. Az éghajlat nedvessége tehát egyre jobban csökken. Állandóan vagy periodikusan fagyott talaj, kell feltételeznünk, mert a folyamat kezdetén a fekvő fosszilis talajban is krioturbációs zavarok játszódtak le. S ha a fekvő talaj (6) erdő klíma hatására alakult ki, akkor az arra települő rétegzett lejtőlössz rendszerint az anaglaciális csapadékosabb, de hűvös éghajlati viszonyai között jöhetett létre (*anaglaciális klímátípus*); 6 = fosszilis talaj, lehet csernozjom, de találunk barna erdőtalajokat is. A barna erdőtalaj olyan meleg és csapadékos klímaviszonyok során alakult ki, melyre megfigyelések szerint általában csak interglaciálisok vagy esetleg interstadiálisok során nyílt lehetőség (*mérsékelt meleg lomboserdő klíma*)

A derázis szoliflukció működéséhez szükséges klimatikus feltételek a szűkebb értelemben vett krioturbációs jelenségek keletkezésének éghajlati feltételeihez hasonlóak, de annál valamivel nedvesebb és nem annyira hideg körülmények uralkodtak.

A fentebbi klímátípusok éghajlati elemeinek adatszerű jellemzésére természetesen még nem vállalkozhatunk, de relatív összehasonlításokra az említettek mégis alkalmasak lehetnek. Úgy látjuk ugyanis a szelvényekből, hogy a szárazabb és fagyos klíma uralma idején a löszképződés folyamata ment végbe (74. ábra magyarázata).

A rétegzetlen, eolikus eredetűnek tekinthető lösz képződésének éghajlati feltételei – ismereteink állása szerint – a pusztai hideg sztyepleklima alatt adóttak.

A fentebb ismertetett folyamat – derázis szoliflukció – véleményünk szerint kielégítő magyarázatot ad mindazokra a körülményekre, amelyeket a lejtős üledékek rétegzettségével, térbeli helyzetével és szemcsenagyságával kapcsolatban tapasztalhatunk.



Nem jelenti azonban ez azt, hogy a folyamat minden vonatkozásában kellően ismert. Az itt vázolt jellemzés pusztán első kísérlet, munkahipotézisként szolgál, mely még további megfigyelésekkel, kutatási módszerekkel több oldalról megvilágítást igényel.

Fejtegetéseinkből mindenesetre az következik, hogy a dombságainkon és hegységeink előterében köpenyszerűen települt nagy mennyiségű lejtős üledékeket, lejtőlöszöket egészen másképpen kell értelmeznünk, mint eddig, s korábbi uralkodóan eolikus szemléletünk kiegészítésre szorul.

## 9. A defláció szerepe a lejtők alakításában

A defláció működésével és felszínalakító szerepével általában a hazai irodalomban elég kimerítően foglalkoztak (LÓCZY L., CHOLNOKY J., KÁDÁR L., MIHÁLTZ I., MAROSI S., BORSY Z. és mások). Ezért a deflációnak csak azt a tevékenységét kívánjuk taglalni, amely lejtőink formálásában játszott szerepet. Ismeretes, hogy CHOLNOKY a szél tevékenységét nem csupán a futóhomok formák kialakítására korlátozta, hanem dombvidékeink és egyes tanühegységeink kiformálásában is nagy szerepet tulajdonított a deflációnak. CHOLNOKY és id. LÓCZY pliocén kori sivatagi deflációs teóriáját a hazai irodalom BULLA, KÁDÁR, SCHERF, SZÁDECZKY, SÜMEGHY és mások kutatásai alapján ma már meghaladottnak tartja. CHOLNOKY deflációs jardangjairól és az ugyancsak általa deflációs eredetűnek tartott bazaltsapkás tanühegyeinkről az előbb említettek több oldalról kinyilvánították, hogy azok kiformálódása nem csupán a defláció következménye, s főképpen nem pliocén kori sivatagi lepusztulás hatására alakultak ki.

CHOLNOKY deflációs teóriájának kritikai értékelése kapcsán azonban egy olyan irányzat kezdett kialakulni, hogy – gyakran kissé az ellenkező végletbe csapva át – a valóban deflációs formákat, ill. szélhordta homokokat is folyóvízi erózióval vagy akkumulációval voltunk hajlamosak magyarázni (Duna–Tisza közti homok problémája).

*A vitás kérdések részletes taglalásába nem bocsátkozhatunk. Azonban kétségtelen, hogy teraszaink és hordalékkúpjaink felszínén nagyon gyakran találunk „sarkos kavicsokat”, amelyek hatékony deflációs tevékenységre vallanak.* CHOLNOKY is, LÓCZY is a sarkos kavicsok jelenlétére építette fel pliocén kori deflációs elméletét. Teraszvizsgálataink során azonban beigazolódott, hogy a sarkos kavicsok a Duna pleisztocén kori teraszainak felszínén a pleisztocén kori, a glaciálisok alatti deflációs tevékenységnek is lehetnek tanúi és nem csak a pliocén korinak. A sarkos kavicsok tömeges előfordulását a kislétföldi idősebb hordalékkúp-teraszok felszínén, Pozsony környékén a Duna és mellékfolyói III. és IV. sz. teraszán észleltük (PÉCSI 1959b). A billegei kavicsok kiformálását id. LÓCZY és CHOLNOKY pliocén korinak vélte.<sup>1</sup>

Ugyancsak nagyon szép sarkos kavicsok találhatók a Gerecse és a Vértes peremi fiatalabb pleisztocén kőtörmelékekben, különösen a Szár környéki fiatal dolomit törmeléken. Ez utóbbiak alapján úgy látszik, hogy a sarkos kavicsok képződése még az utolsó glaciálisban is folyamatban volt, miként az Északnémet- és Lengyel-síkság fiatalabb

<sup>1</sup> Újabb adataink szerint a „Billegei-kavicsokban” előforduló orientált kavics elrendeződés nem krioturbáció, hanem posztvulkáni gejzir tevékenységnek bizonyult (22a, b. kép). A kavicsok kora felsőmiocén, így a sarkos kavicsok is idősebbek. Ma már tehát ez a körülmény nem mond ellen a LÓCZY és CHOLNOKY által képviselt harmadkor végi szemiárid felszínformálódási magyarázatnak.

morénáinak felszínén is megtalálhatók a sarkos kavicsok. Lejtőink alakításában tehát mindenképpen számolnunk kell jelentős pleisztocén deflációs tevékenységgel.

A kifagyás során termelt közettörmelék finomabb frakcióit a szél a kemény–száraz teleken, ill. a száraz kontinentális nyarakon elragadta és elszállította. Alkalmas helyeken viszont fel is halmozta.

A kifagyás és a defláció együttes szerepének tulajdoníthatók az ún. gombasziklák, állókövek, meredek dolomit sziklafalak bizarr formái is.

TRICART és más negyedkorkutatók szerint az európai periglaciális területek löszének poranyaga jelentős részben a fagyaprózódás következtében képződött kőzetlisztből a glaciális kori defláció hatására került felhalmozásra.

A deflációnak e hatalmas tevékenysége mellett azonban utalnunk kell egy más jellegű, de szintén igen lényeges szerepére. A javaglaciális igen száraz és kevés hócsapadékú telein a *szél a talajról eltávolította a hótakarót* is. Különösen megkopaszthatta a szélverte lejtőket s a csonttá fagyott talajt is megtámadta.

*A legnagyobb, de közvetett hatást azáltal fejtette ki, hogy a lejtő a megszagattott hótakaró miatt télen egyenlőtlen mélységig fagyhatott át.* Míg a hóval fedett területek a fagy ellen bizonyos mértékig védve voltak, addig a hótakarótól megfosztott vagy vékonyabb hótakaróval borított talajban a fagyás mélyebbre szállt. Az *egyenlőtlen hófelhalmozódás a lejtőn egyenlőtlen lepusztulást vont maga után. Krioplanációs, deráziós szintek és lépcsők képződésére nyílt lehetőség.*

A szélnek ez a szerepe nem csak a lejtőkön váltott ki egyenlőtlen felfagyást, hanem síkságainkon is, s ezáltal a hordalékkúpok, árterek felszínén a kriolakkolitok képződését segíthette elő.

Azokon a lejtőkön viszont, ahol a defláció okozta hófelhalmozódás jelentősebb volt, az olvadás idején a nagyobb mennyiségű vízutánpótlás hatására a szoliflukciós folyamatok, ill. a deráziós szoliflukció szerepe lényegesen felerősödött.

*Az e hatás eredményeképpen kialakult völgyaszimmetria szintén elég gyakori.* Tehát nem csupán az expozíció – mint lentebb látni fogjuk – és a kőzetminőség hozhat létre völgyaszimmetriát.

Az enyhültebb lejtőoldalak kialakításában a glaciálisok alatt uralkodó szél árnyékában a porfelhalmozódásnak is jelentős szerepe volt, mely akár a lejtőn felhalmozódva megmaradt, akár pedig lejtős mozgással tovateleptődött, mindenképpen hozzájárult a domborzati különbségek eltüntetéséhez. Az eolikus porból származó lösz kialakulására éppen a glaciálisok legszárazabb periódusában kerülhetett sor, amikor a lejtőkön a deráziós szoliflukciónak a szerepe igen alárendelt volt, vagy éppenséggel szünetelt. Erre utal az a körülmény, hogy a deráziós szoliflukció útján felhalmozott rétegzett lejtős löszökre települve találunk rétegzetlen löszkötegeket is a lejtőn.

A középhegységeink előterében képződött hordalékkúpok felszínének homokanyagát a glaciális kori defláció több helyen futóhomokbuckákba rendezte (ld. bővebben KÁDÁR L. 1935, 1956 és MAROSI S. 1958), máshol csupán 1–2 m vastagságú lepelhomokkal terítette be (BULLA B. 1954). Az ÉNy-i szelek a Dunántúli-középhegység szélverte lejtőin és hegyláb felszínén a futóhomokot több helyen magasabb szintekre is felhajtották (SÜMEGHY J. 1955).

Nagy általánosságban tehát megállapíthatjuk, hogy a *glaciális kori defláció lejtőformáló szerepe mind kifúvással, mind pedig üledékfelhalmozással (por és homok) regionális szerepet játszott (2. térkép).*



## 10. A csuszamlás és a suvadás lejtőformáló tevékenysége

E folyamatok menete a hazai geomorfológiai irodalomban is sok részletében ismert, feldolgozott (CHOLNOKY, PEJA, BULLA).

A lejtőcsuszamlások és suvadások szintén beletartoznak a lejtőt alakító derázisó folyamatok körébe. Mint ilyennek a taglalása csupán abból a szempontból kérdéses napjainkban, hogy a folyamat periglaciális viszonyok között, vagy interglaciális viszonyok között ment végbe, vagy pedig lehetséges, hogy bizonyos formában mindkét klímátípus valamelyik fázisában tevékenykedhetett?

Már korábban utaltunk rá, hogy a lejtőcsuszamlások alkalmas körülmények között a korrázisó–derázisó völgyek alakításában is részt vesznek (PÉCSI 1955). A lejtők alakításában való szerepet a hazai irodalomban már nagyon sokan méltatták, mind geográfusok, mind geológusok. Adataik arra utalnak, hogy a suvadás jelenkori éghajlati viszonyaink közepette jelentősebb szerepet tölt be.

Saját megfigyeléseim köréből csupán egy hatalmas, katasztrofális suvadás említésére szorítkoznék. A szlovákiai Handlovai-medence É-i kitettségű lejtőit helyenként több tucat méter vastagságban agyagos málladéktermékebe ágyazott lejtőtörmelék borítja. Ez az anyag az 1960. évi rendkívül csapadékos nyár és ősz során (az évi csapadék 1100 mm volt) nagymértékben átitatódott csapadékvízzel és december végén, még a fagyás beállta előtt, a lejtőn több kilométer hosszúságban bekövetkezett az agyagos kőzettörmelék csuszamlása (86. kép). A szlovák geológus kutatók tájékoztatása szerint a Handlovai-medencében a suvadások a legutóbbi történelmi időkben is igen gyakoriak voltak (VAŠKOVSKÝ szóbeli közlése). Nem kétséges tehát, hogy a nedves–csapadékos éghajlati típusok uralma idején a földcsuszamlások a jelenkorban is igen jelentős felszínalakító tevékenységet fejthetnek ki.

Bár konkrét bizonyítékokat eddig még nem tapasztaltam arra vonatkozóan, hogy a pleisztocénbe sorolható suvadások glaciális vagy interglaciális korúak-e, elvileg mégis feltehető, hogy a glaciálisban az állandóan fagyott talajon is létrejöhettek földcsuszamlásos jelenségek. Pleisztocén kori suvadásokra, hegycsuszamlásokra szép példákat mutatott PEJA GY. a Borsodi-medencében, GÓCZÁN L. és ÁDÁM L. közös bejárásaink során a Dunántúli-dombság egyes részein, SZÉKELY A. (1961) a Nógrádi-medencében.

Sárfolyásos jelenségekkel periglaciális klímátípusok mellett az állandóan fagyott talajon azonban mindenképpen számolnunk kell, amint arra BULLA, KERÉKES, LÁNG már korábban is felhívták a figyelmünket.

A földcsuszamlások lejtőformáló tevékenysége az égtáji kitettségtől függően a lejtőoldalak egyenlőtlen kiformálódását eredményezte. A suvadásos lejtők esésgörbéi szabálytalanok, domború és homorú lejtőszakaszok; pozitív és negatív formák váltakoznak egymással a lejtőkön. Az anyagszállítás ugyan areális volt, mégis foltszerűen kisebb–nagyobb lejtőtömbök lecsúszását és azok feltorlaszolását idézte elő a lejtő oldalán. A folyamat végbemenetele időben epizodikus, térben pedig bizonyos kőzetminőséghez és orográfiai helyzethez volt kötve. A lejtő formálása suvadások útján tehát általánosnak nem mondható a negyedkor egyik klímátípusában sem, de ahol működéséhez a feltételek adottak voltak, szerepük mégis jelentős lehetett.

## 11. Az égtáji kitettség és a kőzettani viszonyok hatása a lejtők alakulására

TRICART (1950) szerint azokon a kőzeteken, amelyek szoliflukciós jelenség kiváltására hajlamosak, nagyon enyhe lejtőoldalak alakulhatnak ki. Az ilyen kőzeteken a periglaciális folyamatok igen gyorsan csökkentik a korábbi domborzat reliefenergiáját. Enyhe lejtők, tágas völgyek és völgymedencék alakulnak ki.

Az olyan kőzetek pedig, amelyek a szoliflukció tevékenységével szemben ellenállóak, általában nagyon meredek lejtőkben állhatnak meg. Az ilyen lejtők önmagukkal párhuzamosan hátrálnak és egy bizonyos határérték alá nem alacsonyodnak. A lejtők CAILLEUX–TAYLOR (1954) szerint gyakran 30–40 fokok. Az ilyen kőzetek a periglaciális folyamatok előrehaladása során is fiatalos domborzatot őriznek meg.

A megfigyelések és a kísérletek szerint (TRICART 1950, SCHENK 1955) a szoliflukció tevékenységét az alábbi kőzetek segítik elő: az agyagok, amelyek könnyen mennek át szoliflukciós halmazállapotba; azután a mészkövek nagyobb része, a palák, egyes bazaltfajták, finomszemcséjű gránitok. Ezeken a kőzeteken a krioturbáció és a szoliflukció behatóan működik és lejtők nagyon enyhe formákat mutatnak.

A szoliflukcióval és a krioturbációval szemben ellenálló kőzeteket kevésbé fagyveszélyes kőzeteknek is nevezik (CAILLEUX, TRICART). Ezek a kőzetek az előzőekkel szemben a fagyaprózódás során durva törmeléktermelnek, míg az előző típusba tartozó kőzetek a gelifrakció során finom szemcséjű közettörmeléktermelnek. Az ún. kevésbé fagyveszélyes kőzetek lejtői a nehézségi erő hatására alakulnak. Ezek a kőzetek a szoliflukcióval szemben a kemény réteg szerepét játsszák, éppen ezért CAILLEUX szerint a periglaciális morfológiai régióban nem helyes kemény és puha kőzetekről beszélni.

Megfigyeléseink szerint bizonyos körülmények között azonban a homokos és kavicsos üledékek, különösen ha rajtuk agyagos-vályogos talajok képződtek, szintén alkalmassá válhatnak a szoliflukció elősegítésére.

A besugárzással szemben a különböző expozíciójú lejtők egyenlőtlen fagyreselésnek és egyenlőtlen mértékű szoliflukciós hatásnak voltak kitéve. Ennek következtében a lejtők, ill. völgyoldalak nagyon is eltérő módon és mértékben pusztultak le. A kitérési különbségek azonban kombinálódhatnak kőzetminőségbeli különbségekkel is.

A lejtő-, ill. völgyoldal-aszimmetriát létrehozó periglaciális folyamatokkal sokan foglalkoztak (TRICART, CAILLEUX, SCHENK, EBERS, POSER, POPOV, ZANYIN és mások). A megfigyelési eredmények azonban nagyon változók.

*Általános az a megállapítás, hogy a D-i kitérőségű lejtők általában lankásabbak, mint az északi kitérőségű lejtők.* Ezzel az általános tétellel szemben azonban elég sok kivétel akad. TRICART is említi, hogy a Párizsi-medencében kréta alapzaton É-i, ÉK-i kitérőségű enyhe lejtőket is megfigyelt. *Magyarország dombsági tájain és a középhegységek laza üledékeiből felépített előterében általában a D-i és a DK-i kitérőségű lejtők és völgyoldalak az enyhébbek.* Különösen a Vasi-, Nyugat-Zalai-dombság, a Külső-Somogy és a Baranyai-dombság területén (2. térkép).

Közép-Szibériában a tundra D-i határán szintén a D felé néző oldalak meredekebbek, s az É-ra nézők az enyhébbek.

TRICART az É felé lankásabb champagnei lejtők kialakulását azzal magyarázza, hogy az ÉK felé néző oldalon gyakoribb és behatóbb fagy lehetségessé tette a talaj újrafagyását a tavaszi és őszi periódusban, míg a DNy felé néző oldalon a fagyváltozékonyság kevésbé volt gyakori. Az észak-szibériai viszonyokat pedig úgy értelmezi, hogy a talaj az É-i lejtőkön teljesen fagyott maradt majdnem az egész nyár folyamán, míg a sugárzásnak jobban kitett D-i oldalon felengedett és a gyakoribb újrafagyás következtében a fagyreselés és a szoliflukció folyamatai erőteljesebben érvényesülhettek. Így ez az oldal gyorsabban pusztult a szoliflukció hatása alatt. Az aszimmetriának ezt a típusát általában a zord, száraz, hideg kontinentális éghajlathoz kötik.

Néhány példából is látható, hogy az aszimmetria sok körülménytől függ, a völgy-, ill. lejtőaszimmetria létrehozásában a kitértség mellett fontos szerepe van a klímátípusnak, a kőzetminőségnek.

De ide sorolják már az uralkodó szél hatására bekövetkező hófelhalmozódásokat, ill. a gyakori hóelfúvás folyamatát is. Ez utóbbi eredményeként is végbemehet az aszimmetrikus lejtőfejlődés.

*A periglaciális kutatók közül sokan a lösz felhalmozódását a különböző kitérőségű lejtőkön szintén az aszimmetria kialakulása egyik okának tartják. Véleményem szerint azonban lehetséges, hogy ez nem oka, hanem eredménye az aszimmetriának.*



TRICART abból a körülményből, hogy az agyag vagy vályog egyedül az enyhe lejtésű oldalakon van jelen, arra következtet, hogy ezeknek az agyagoknak uralkodó szerepük van az aszimmetria kialakításában. Szerinte a vályog Franciaországban és Dél-Németországban abból a löszből származik, amelyet a Ny-i szelek halmoztak fel, főképpen a K-re néző hegyoldalakon, az uralkodó szél árnyékában, védett helyen. *TRICART szerint a szélverte oldalon por nem rakódott le és minthogy a lösz poranyaga csakis szélárnyékban levő (keleti) oldalon rakódik le és kevésbé alkalmas talajfolyásra, ezért egyenlőtlen szoliflukció jött létre, mely csakis a Ny-i oldalak lejtését enyhítette.* Szerintem ez a magyarázat nagyon általánosnak látszik, bármilyen szélrendszer rakta is le a lösz alapanyagát.

## 12. A negyedkori tektonikus mozgások hatása a lejtők fejlődésére

A negyedkorral foglalkozó hazai kutatók már több oldalról rávilágítottak arra, hogy az ország domborzata mai reliefenergiáját főként a pliocén végi–pleisztocén kori epirogenetikus kiemelő mozgások hatására nyerte el. Az Eurázsiai-hegységrendszer területén megnyilvánuló általános kiemelő mozgás mellett egyes területek, főként kisebb–nagyobb medencék a környezetükhöz képest relatíve egyenlőtlenül süllyedésben voltak és lehetnek ma is. A negyedkori vertikális elmozdulások mértékével – a Duna-teraszok elemzése során – az elmúlt években foglalkoztunk (PÉCSI 1958, 1959a). A legidősebb dunai üledékek medencebeli és középhegységi helyzete – a Kisalföld területén 200–220 m, az Alföldön pedig 300–600 m mélyen a völgytalp alatt, a középhegységben pedig 200–250 m magasan a völgytalp fölött – azt bizonyítja, hogy a pliocén lerakódások a pleisztocén során 400–800 m viszonylagos elmozdulást szenvedtek. 200–300 m-nyi kiemelkedésre utal a Dunazug-hegységben található pliocén végi–pleisztocén eleji édesvízi mészkőszintek orográfiai helyzete, középhegységeinkben az egykori forrásbarlangok, továbbá a fiatalabb hegyláb-lépcsők 150–250 m viszonylagos magassága.

E fiatal kiemelő mozgások és a hatásukra megerősödő eróziós működés következtében a pleisztocén folyamán – főleg annak első kétharmadában – a hegységi, dombsági lejtők egyre erősebbek lettek, hatalmas mennyiségű fiatal neogén, főként pannóniai laza molasz üledék pusztult le. Ugyanakkor egyes peremsüllyedékek területei – pl. a Kisalföld és az Alföld peremén – a helyi erózióbázis alá süllyedtek. Fúrásokban ilyen területeken gyakorta találunk olyan lejtős törmelékeket, vastag szoliflukciós agyagos kavicsot, amelyek korábbi, ma már „eltemetett” lejtőkön szállítottak, ill. rakódtak le.

A geomorfológiai és geológiai adatok arra utalnak, hogy a középhegységek és dombságok kiemelkedése a középpleisztocén végéig volt jelentős mértékű, az újpleisztocénben és a jelenkorban mindössze néhány tucat méter emelkedéssel számolhatunk. Ez viszont azt jelenti, hogy éppen az utolsó glaciálisban (és a jelenkorban) volt a hazai domborzatnak legnagyobb reliefenergiája. Tehát a lejtős tömegmozgások nagyarányú működésére részben az utolsó és az azt megelőző glaciális idején volt legkedvezőbb a helyzet. Nem véletlen tehát, hogy éppen az utolsó glaciális kori lejtős szoliflukciós és

deráziós folyamatoknak emléke, üledékei maradtak meg nagy változatosságban. Az utolsó előtti, ún. nagy eljegesedés (Riss) során a lejtőviszonyok a maitól ugyan elég lényegesen eltértek, a reliefenergia kisebb volt, a lejtős tömegmozgásoknak mégis hatékonyabbnak kellett lenniök. Azok emlékeit azonban nem sikerült eddig olyan mértékben feltárni, mint az utolsó glaciális során képződöttékét. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy az utóbbi folyamatok a korábbiak formaemlékeit, üledékeit a megnövekedett dőlésű lejtőkön jórészt átdolgozták, módosították. A korábbi – Mindel–Günz–Duna – glaciálisok lejtős szoliflukciós, deráziós és egyéb sajátos periglaciális folyamatainak emlékét részben az azóta nagyon megerősödött lejtőszögű hegy- és domboldalakon a hosszú időtartamú interglaciálisok eróziós tevékenysége pusztította el azáltal, hogy a lejtők erősen feldarabolódtak, az újonnan létesülő lejtős oldalakon pedig már csak a fiatalabb glaciális folyamatok fejthették ki felszínalakító és üledékképző tevékenységüket.

A pleisztocén kori nagymértékű kiemelő mozgás eredményezte tehát azt, hogy főként dombságaink, de középhegységeink előtere és völgyeinek lejtői is egészen fiatal felszínek. Míg a negyedkori kiemelő mozgások és a glaciálisoknál időben hosszabban tartó interglaciálisok völgyképző, eróziós folyamatai a hegységi és dombsági domborzat relief-energiájának, tagoltságának növelését eredményezték, s ennek során a lejtők meredekebbé váltak, addig a glaciálisok alatt működő gelifrakciós–szoliflukciós–deráziós–eolikus folyamatok és a speciális krioplanáció a lejtők elegyengetését, a reliefenergia csökkentését eredményezték.

Megfigyeléseink szerint az utolsó glaciális kori krioplanációs lejtőket a jelenkori eróziós folyamatok főként az erdőirtások óta támadják és módosítják, elsősorban eróziós vízmosásokkal és a domború lejtőszakaszokon areálisan ható talajerózióval, melyet a helytelen agrotechnika csak még jobban előmozdíthat.

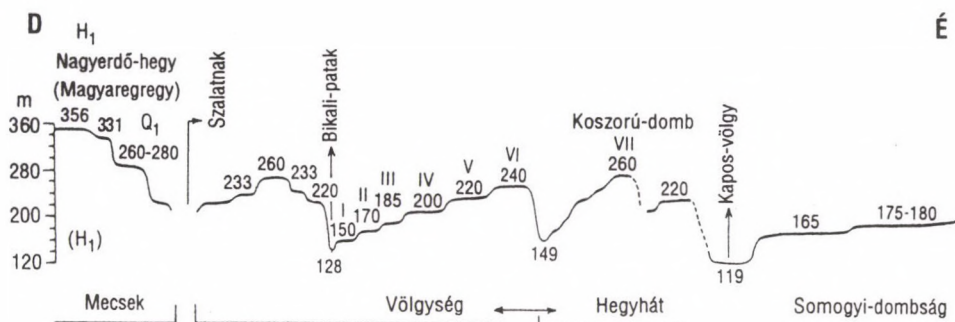
## II. Deráziós szintek, hegyláb felszínek

Már az előzők során tettünk említést arról, hogy nagyobb és hosszabb deráziós, ill. eróziós–deráziós eredetű völgyeinkben *deráziós szintek, teraszok* is felismerhetők. (Ilyenek kialakulásának lehetőségére elméleti megfontolások alapján a közelmúltban KÁDÁR L. [1960] is rámutatott).

A Vértes, Bakony és a Duna között elterülő lejtős dombsági tájon a Duna teraszos síkságára, ill. az Általér völgyére kifutó deráziós völgyekben 2–3, esetenként 4 deráziós váll, deráziós terasz figyelhető meg (PÉCSI 1959b). A rövidebb deráziós völgyekben a deráziós teraszszintek a fővölgy felé, különösen a fővölgybe való betorkolásuk előtt szaporodnak. Pl. az Általér völgyére Kömlőd felé kifutó deráziós völgyekben a torkolatnál 2, esetleg 3 szint van meg, míg a völgyfő környékén csupán egy észlelhető (69a, b. ábra).

Deráziós teraszok fordulnak elő a Dunántúli-dombság meridionális völgyeiben is. Számuk különböző: 2–4 (75. ábra), míg a kelet-zalai meridionális völgyekben a völgytalpon kívül a deráziós szintek száma 4–5, a Völgységben, Zselicben 5–6 is lehet (76. ábra).

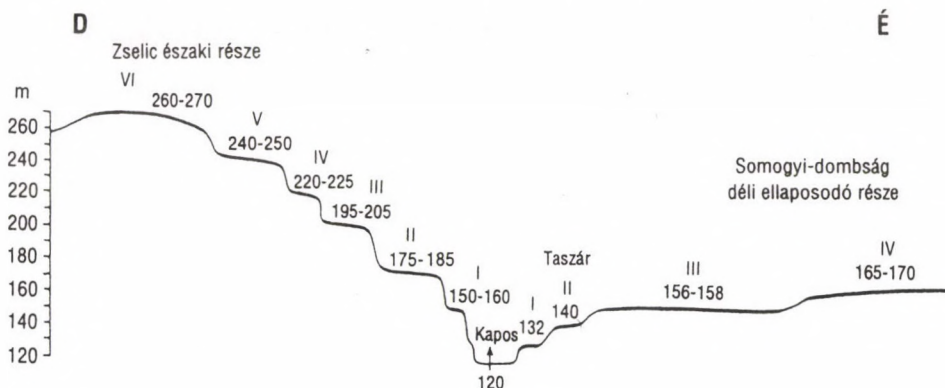




75. ábra. Deráziós és krioplanációs morfológiai szintek laza anyagú dombságok lejtőin

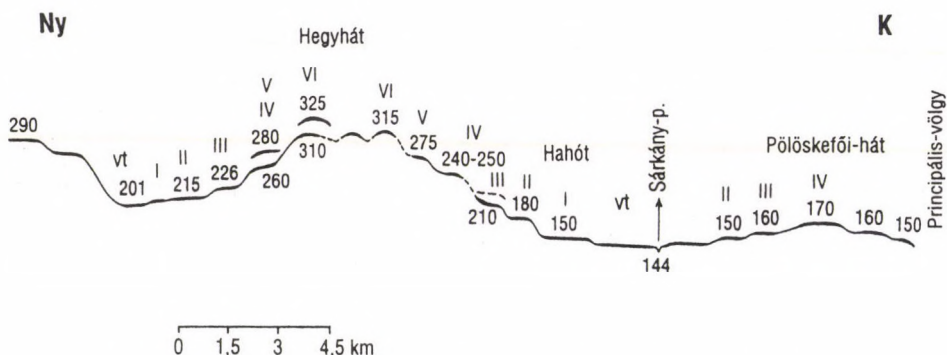
Keresztszelvény a Mecsek É-i előtere, a Völgyesség, a Hegyhát és a Somogyi-dombság D-i pereme között. A szelvényből az É-i kitettségű lejtők meredeksége feltűnő, míg a déli lejtők deráziós szintekkel való lépcsőzetes feltagoltsága a jellemző. Itt tehát a déli kitettségű lejtős oldalakon lankásabbak és gyakoribbak a deráziós szintek. H<sub>1</sub> = a Mecsek pliocén heglábfelszíne; Q<sub>1</sub> = pleisztocén eleji heglábfelszín; I–VI = pleisztocén deráziós krioplanációs szintek

A deráziós terasz szinteken – a feltárások tanúsága szerint – az illető terület közettani viszonyainak megfelelő anyagból deráziós szoliflukcióval áttelepített lejtősen rétegzett üledékek figyelhetők meg. Az ilyen teraszok kisebb lépcsősi gyakran kisimítottak, enyhült formájúak és nem eléggé feltűnőek. Természetesen a deráziós terasz szintek



76. ábra. Deráziós szintek és völgyaszimmetria

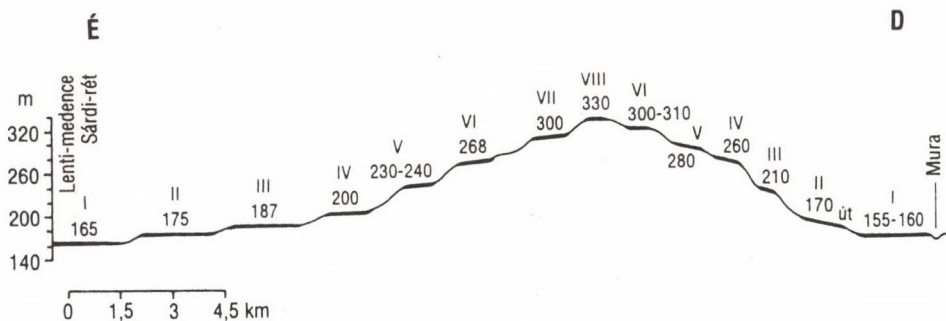
Keresztszelvény a Zselic É-i része és a Somogyi-dombság ellaposodó D-i része között. A Somogyi-dombság D-i kitettségű lejtős vidékén hosszan elnyúló lapos deráziós szintek figyelhetők meg, míg a Zselic É-i peremén keskenyebb és nagyobb ugrómagasságú deráziós szintek alakultak ki. A teraszos szintek száma 5–7 között változik, a relatív magasságok nem azonos értékűek a Zselic É-i előterében sem, e morfológiai szinteket nem lehet a Kapos völgyfejlődés történetének egyes stádiumaival kapcsolatba hozni, tehát e deráziós szintek nem mindegyike kapcsolódhatott a Kapos korábbi völgytalpsíntjeihez. E szintek egy része valószínűleg a krioplanációs lepusztulással és deráziós üledékfelhalmozódással jöhetett létre, vagyis egy glaciális során több krioplanációs–deráziós szint is kialakulhatott. I–VI = deráziós szintek



77. ábra. Krioplanációs–deráziós teraszok a hahóti Hegyháton (Zala megye). Keresztszelvény a baki Válicka és a Principális-csatorna völgyei között

A hahóti Hegyhát Ny-i és K-i lejtőin különböző számú és magasságú deráziós szintek alakultak ki a krioplanációs–deráziós folyamatok hatására. Az alacsonyabb szinteken több helyen jól feltárul a rétegzett homokos lejtőlöszköpeny. Egyes szelvényekben a deráziós szintek száma a völgytalpak (vt) fölött, a dombsági tetőket is beleszámítva 6–7 szintre növekszik. A Hahóti-hát tetőszintje 330–340 m (oltárci Várdomb, Hahóti-hegy), ez É és D felé lankás lépcsőkkel egyre alacsonyodik, bár közben benyergelődések is gyakoriak

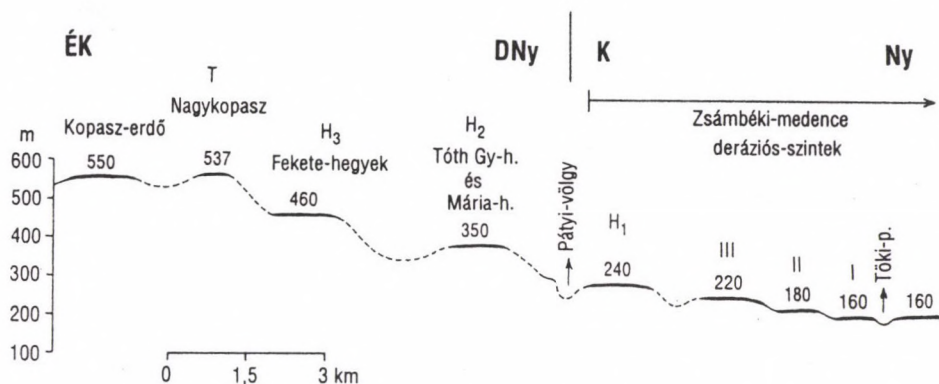
nagyobb része jól fejlett és feltűnő. Úgy is megjelennek azonban ezek a szintek, mint a *meridionális háta deráziós lépcsői*, vagyis nem csak mint az eróziós–deráziós völgyek teraszai. Erre utal az a körülmény, hogy a deráziós szintek nem csak völgyekben figyelhetők meg, hanem kisebb–nagyobb medencékben vagy a környezetétől elkülönült nagyobb



78. ábra. A Lendvai-dombság deráziós szintjei (Dél-Dunántúl)

Az É-i kitettségű oldalak deráziós szintjei hosszan elnyúltak és kisebb relatív magasságúak, mint a D-i oldalon előfordulók esetében. Az egyes teraszos lépcsők magassága az É-i és a D-i oldalon rendszerint nem azonos relatív értékű. A deráziós szintek nem mutatnak szoros kapcsolatot a dombság peremén levő helyi erózióbázisokkal. Feltehetően krioplanációs lepusztulással képződtek, tehát az utolsó glaciálison belül több lépcső is kialakulhatott. A lépcsős dombság felszínét a lejtővel párhuzamosan rétegzett homokos löszköpeny borítja

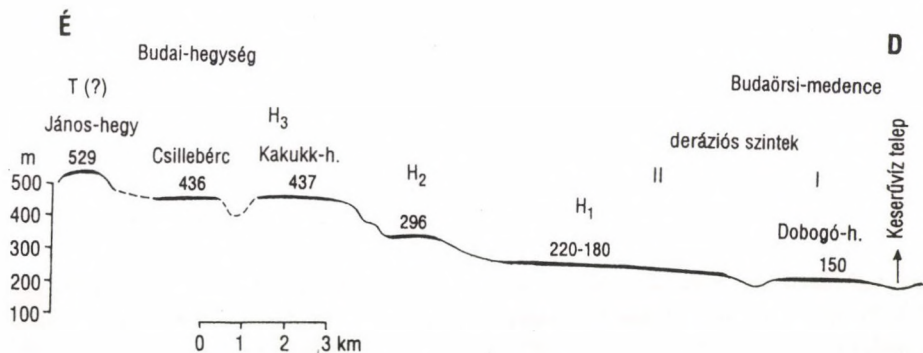




79. ábra. Hegylábfelszínek helyzete és a deráziós szintek kapcsolata a Budai-hegység Ny-i peremén

T = exhumált trópusi tönkfelszín (etchplain); H<sub>3</sub> = szarmata hegylábfelszín és abráziós színlő; H<sub>2</sub> = felsőpannóniai hegylábfelszín; H<sub>1</sub> = pleisztocén eleji hegylábi lejtő; I, II, III = pleisztocén eróziós–deráziós szintek

és zárt dombságok lejtőin is. Erre példának hozhatjuk fel a Hahóti-dombságot, a Lendvai-dombságot (77., 78. ábra). Érdekes megfigyelni, hogy a Lenti-medence felé a deráziós teraszszintek száma több, a szintek hosszabbak, a domboldal enyhébb lejtésű, mint a dombságnak a Dráva völgyéjé felé néző D-i oldalán. Itt a szintek száma is kevesebb, a magasabb teraszok keskenyebbek. A Lenti-medence völgytalpa legalább 10 m-rel magasabban van, mint a Mura ártere. A Lendvai-dombságot lépcsősen körbevevő deráziós szintek határozottan mutatkoznak, de számuk és az egyes teraszok magassága különbözők felé eltérő. Ez utóbbi körülmény úgy látszik, nem csak a kitettségétől, hanem a



80. ábra. Hegylábfelszínek helyzete és kapcsolatuk az eróziós–deráziós szintekkel a Budai-hegység D-i részén

T = trópusi elfedett tönkfelszínmaradvány (?); H<sub>3</sub> = felsőpannóniai abráziós színlő; H<sub>2</sub> = felsőpliocén hegylábfelszín (eróziós glaci); H<sub>1</sub> = pleisztocén-eleji hegylábfelszín (eróziós és akkumulációs glaci); I–II = pleisztocén eróziós–deráziós szintek

dombság peremén folyó eróziós tevékenységtől is függ, amely egymástól eltérő helyi erózióbázis szinteket hoz létre (Mura völgsíkja, Kerka völgsíkja). Azonban a teraszos szintek száma nem arányosan függ a helyi erózióbázistól, mert egy időben, egyazon lejtő mentén több deráziós terasz is képződhetett.

Az egyes hegységeink közötti kisebb vagy tágasabb medencékben szintén több széles és tágas deráziós szint figyelhető meg, így pl. a Zsámbéki-medencében, ahol a Töki-patak völgytalpa fölött még három deráziós szint helyezkedik el. Korábban az ilyen medencéket egyszerűen eróziós dombságoknak minősítettük. Úgy gondolom, helyesebb ezeket *eróziós–deráziós dombság* megnevezéssel illetni.

A legjellegzetesebb dombsági eróziós–deráziós teraszformákat a Nógrádi–Borsodi-medence és a Cserehát, továbbá a Nyugat-Zalai-dombság területén lehet megfigyelni. Az Észak-magyarországi-medencesor területén a völgytalpak fölött SZÉKELY A. (1961) 2–3 korráziós (deráziós) szintet mutatott ki. A harmadik vagy esetleg negyedik tágas felszín már a dombságok tetőszintje, mely megfigyeléseim szerint általában a hegységperemek hegyláb felszínével azonos geomorfológiai helyzetű, ill. helyenként azokba megy át (79. ábra).

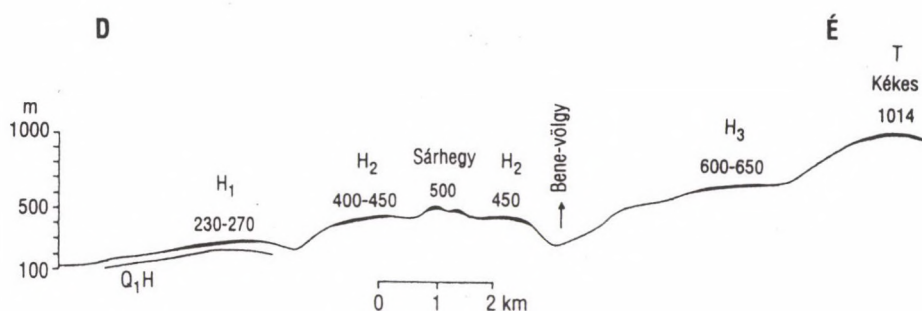
Miként egyes dombvonulatokat vagy elszigetelt nagyobb dombsági csoportokat deráziós szintek, lokális teraszok veszik körül (ld. Lendvai-dombság), ahhoz hasonlóan középhegységeinket is *hegyláb felszínének gyűrűje* övezi. Középhegységeink legmagasabb tető régióját, ill. hullámos, lapos planációs felszíneit általában három lépcsős hegylábi felszín övezi (79–82. ábra).

Megfigyeléseim szerint hegységeink legalsó hegyláb felszíne ( $H_1$ ) kifomálódása a (felső)pliocénben kezdődött, de tartott a pleisztocén folyamán is. Ez az alsó hegyláb felszín gyakran kettős osztatú, a  $H_1$ -gyel jelölt széles hegyláb felszínbe ék alakban néhány 10 m-rel alacsonyabb széles háta is benyúlnak. Ezek felszínét rendszerint vékony, maximum 1–2 m vastag pleisztocén kori törmelék metszi el (56., 83. ábra). De az is valószínű, hogy a  $H_1$ -gyel jelölt hegyláb felszínt szintén periglaciális letaroló folyamatok alakították tovább. Hogy a periglaciális folyamatok formálhattak-e hegyláb felszínt, arra választ kapunk, ha a Budai-hegység D-i és Ny-i peremén lévő hegylábi szintek képződésének idejét elemezzük.

Mint ismeretes, a Szabadság-hegy, Széchenyi-hegy fennsíkját felsőpannóniai, édesvízi mészkőképződmények takarják. Az elegyengetett felszínét tehát nem ez időben, és nem is ez idő után nyerte el. A felsőpannóniai emelet során a Szabadság-hegy, Széchenyi-hegy felszíne az erózióbázis szintje alatt volt. Lényegében tehát az elfedett és részben exhumált tönk kifejezés illik rá. A (felső)pliocén kiemelkedése során a D-i és Ny-i előterében két hegyláb felszín (az egyik mintegy 350 m, a másik 230–260 m tszf-i magasságban) alakult ki (79., 80. ábra). Ez utóbbi két hegyláb felszín még a felsőpannón emelet végén kialakulhatott, de az alacsonyabb, mintegy 250 m-es magasságban levő felszín már a Duna hordalékkúp-szintjéhez igazodva képződhetett ki (PÉCSI 1959b, 1962c).

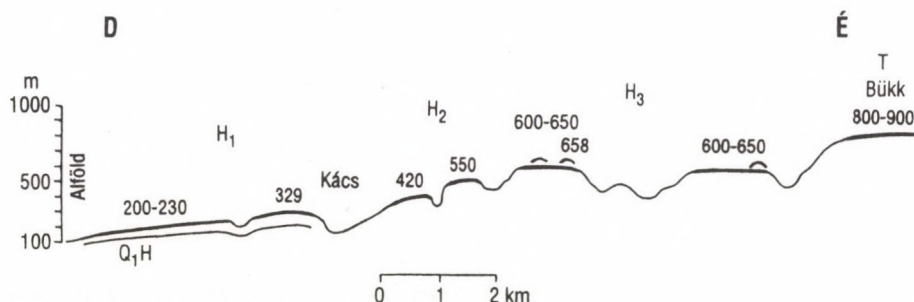
A Duna völgyében és más nagyobb folyók hegységi szakaszain több egyéb adat alapján is a legalacsonyabb hegyláb felszínnek és a legmagasabb teraszok, ill. deráziós szintek egymással való kapcsolata eléggé kézenfekvőnek látszik. Tehát hegységeink teraszos völgyszakaszain a legfiatalabb hegyláb felszínnek képződése a legidősebb terasz-





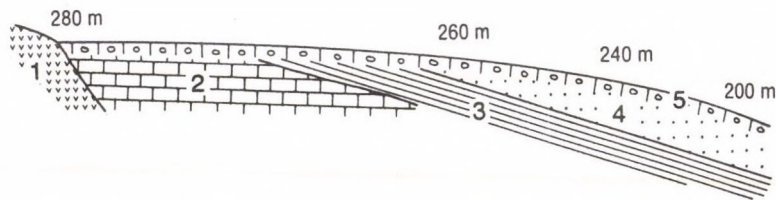
81. ábra. A Mátra D-i részének hegylábfelcsúszásai

T = a Magas-Mátra tetőfelcsúszás; H<sub>3</sub> = a T alatt elhelyezkedő 650–600 m-es szintet, mint a legmagasabb hegylábfelcsúszást fogom fel, melyet SZÉKELY A. az előző szinttel kapcsol egybe, mint a származata egyenlőtlen felszínű szubtrópusi tönk alacsonyabb részét. E szintnek azonban olyan határozott lejtő pereme van a Központi-Mátra felől és olyan szélesen kifejlődött a felsíkjá, mint a legtipikusabb fiatal hegylábfelcsúszásnak. Ezt a szintet, mely lényegében a torton tengeri transzgresszió legnagyobb mai magasságát jelöli, ill. a fölé emelkedett, továbbá jellemzik a legmagasabb helyzetű kvarckavicsok, nevezhetnénk az É-i kristályos előtér legmagasabb helyzetű hegylábfelcsúszásának a Mátrában és környékén; H<sub>2</sub> = a harmadik szint felülől számítva SZÉKELY A. 400 m körüli magasságú középső felcsúszás, mely az előző pereméhez kapcsolódik, SZÉKELY A. szerint az alsópannóniai mátrai előtér helyi erózióbázisához igazodva általános denudációval jött létre. Ez tehát lényegében azt jelenti, hogy e szint SZÉKELY A. szerint is hegylábfelcsúszás. Azonban ez már magának a Mátrának és nem az É-i előtérnek a hegylábfelcsúszása; H<sub>1</sub> = a Mátra hegységét 260–300 m körüli magasságban keskeny hegylábfelcsúszás kíséri, amelyen a pliocén rétegek is nyestek. Végül az utóbbi hegylábfelcsúszás testébe ék alakban öblözetszerűen benyúló alacsonyabb hátság (200 m) már a pleisztocén eleji hegylábfelcsúszás és hordalékkúp (Q<sub>1</sub>H) tartozékai. A teraszos völgybeágyazódás csak ezután következett



82. ábra. A Bükk-hegység D-i előterének hegylábfelcsúszásai

T = idősebb lepusztulási szint, valószínűleg (exhumált) trópusi tönkfelcsúszás; H<sub>2</sub>–H<sub>3</sub> = felsőpliocén kori és pliocén hegylábfelcsúszások; H<sub>1</sub> = felsőpliocén kori hegylábfelcsúszás, mely a pleisztocén eleji glaciálisokban is tovább formálódott (Q<sub>1</sub>H)



83. ábra. Pleisztocén eleji heglábfelszín általánosított szelvénye. Keleti-Cserhát, Vanyarc-patak mente

1 = miocén vulkáni kőzetek, főként tufák; 2 = miocén szarmata mészkő; 3 = pannóniai agyagos rétegek  
4 = felsőpannóniai–felsőpliocén homok; 5 = homokkal, vályoggal kevert vékony kavicsos törmeléktelep,  
pleisztocén eleji. Az ilyen felépítettségű heglábfelszínbe az Alföld felé kifutó patakok – pl. a Vanyarc-patak –  
tágas teraszos völgygel vágódtak be. A heglábfelszínt és a völgytalpat is számolva 4 geomorfológiai szint  
mutatkozik szabályszerűen

hoz mint helyi erózióbázishoz igazodva alakulhatott ki. A deráziós szintek részben vagy a völgyek teraszos rendszeréhez, vagy előterükhöz helyi erózióbázisként felfogható medencetalp, ill. síksági talpak egykori szintjeihez igazodottan képződtek ki, részben pedig egy helyi erózióbázis felé több deráziós szint is kialakulhatott.

Összefoglalva, a deráziós–krioplanációs szintek kialakulásának körülményeit száraz, hideg, félig száraz klímához lehet kötnünk, mert ilyen viszonyok között is bekövetkezik a felszín areális letarolódása és ugyanakkor durva törmelék – korrelatív üledék – felhalmozódása a lejtőn.

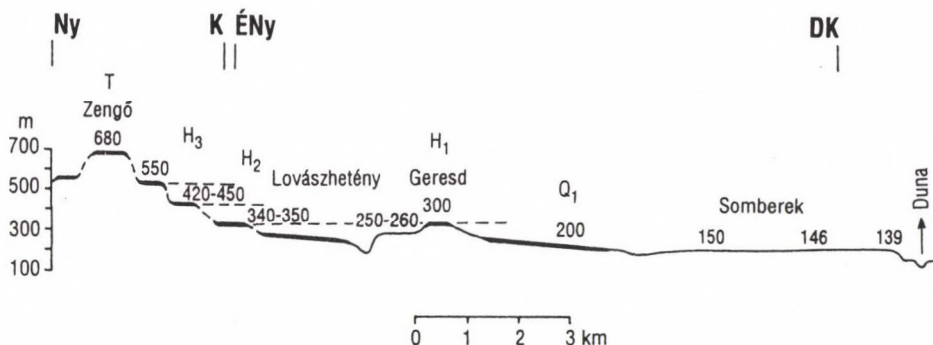
## 1. A magyarországi heglábfelszínek képződésének problémái

E kérdésnek a tárgyalásához a negyedkori lepusztulási folyamatok értelmezése, ill. a negyedkori szoliflukciós és deráziós folyamatok által létrehozott korrelatív üledékek tanulmányozása vezetett el.

A magyar középhegység elegyengetett felszíneinek, lepusztulásszintjeinek fejlődésmenete még nem eléggé tisztázott kérdés. Az utóbbi években egyes középhegységeink „tönklépcsői”-nek, lepusztulásszintjeinek kialakulását BULLA B. nyomán a trópusi tönkösödés feltételeivel igyekeztek magyarázni (PINCZÉS Z., SZÉKELY A.), LÁNG S. viszont a Mátra és a Börzsöny tönkösödését részben davis, részben pedig a pencki tönkösödési elmélettel hozta kapcsolatba. BULLA B. fejtette ki nálunk elsőnek (1954, 1958) a trópusi tönkképződés folyamatát és mutatott rá a formaalakulás klimatikus feltételeire.

Összehasonlító geomorfológiai megfigyeléseim alapján azonban az a véleményem, hogy a trópusi tönkösödés folyamatával nem lehet megmagyarázni a hegységeinket övező heglábfelszínek képződésének folyamatát. Egyes alacsonyabb heglábfelszínek képződését ugyanis olyan fiatal geológiai időszakba kell tennünk (negyedkor, pliocén), amikor a trópusi tönkösödés feltételei már nem lehettek meg. Nem kívánom kétségbe vonni a trópusi





84. ábra. A Mecsek-hegység tetőszintje és hegyláb felszíneinek vázlata

T = tönkfelszín (tetőfelszín); H<sub>3</sub> = szarmata kori lepusztulási szint (marinus terasz); H<sub>2</sub> = pannóniai lepusztulási szint (abráziós terasz); H<sub>1</sub> = felsőpliocén hegyláb felszín; Q<sub>1</sub> = pleisztocén eleji hegyláb felszín (eróziós-akkumulációs glaci)

tönkösödés folyamatának jelentős felszínformáló szerepét a Magyar-középhegység lepusztulásfelszíneinek, elsősorban az idősebb és magasabb szintek kialakulásának körülményeinél. De a fiatalon kiemelkedett középhegységeink területén a hegyláb felszín képződésének folyamatát nem kapcsolhatjuk ki a felszínfejlődés magyarázatából. Lehetőséges, hogy hazai hegységeink hegyláb felszínei kialakulása nem egészen a pencki értelemben vett „hegyláb lépcső-képződés” folyamatát követte (PENCK 1924). Lehet, hogy ahhoz hasonló folyamat hatott, amely együttműködött sajátos klimatikus feltételekkel.

SZÉKELY A. kandidátusi disszertációjában tagadja a pencki tönkösödés lehetőségének érvényesülését, szerinte az *elsőleges tönkfelszín* kialakulása a Mátrában minimális volt. De SZÉKELY a Mátra felszínfejlődésének ismertetésénél olyan ténybeli adatokat ismertet, amelyek a pencki értelemben vett elsőleges tönk vagy ahhoz közel hasonló, alacsony helyzetben levő kiindulási felszín feltételezésének lehetőségét mégsem zárják ki. SZÉKELYnek is az a véleménye, hogy középhegységeink magasabb felszínein található idegen származású kvarckavicsok nem azoknak a hegységeknek a tönkösödését bizonyítják, amelyeken azok megtalálhatók. A nagyobb mennyiségű idegen kvarckavicsok SZÉKELY szerint is éppen a süllyedő felszíneken vagy köztes magasságú felszíneken halmozódtak fel. Ez azt jelenti, hogy az idegen eredetű kvarckavicsok valamilyen magasabb helyzetű letarolódó felszínről (kristályos alaphegységről) kerültek folyóvízi erózióval alacsonyabb szintekre. SZÉKELYnek az a véleménye, hogy ahhoz, hogy a vulkáni hegységek az erózióbázis szintjéig lepusztulva tönkösödjének, mindig bizonyos mérvű posztvulkáni süllyedés szükséges. Ezt a posztvulkáni megsüllyedést maga SZÉKELY igazolta be nagyon szépen a Mátra és az általa kutatott több más vulkanikus hegység fejlődésével kapcsolatban. Szerinte „nagyobb vulkáni hegységekben a vulkáni tevékenységet követő megsüllyedés viszont törvényszerű és így adotttnak tételezhetjük fel. A rengeteg magmaanyag feltörésével a magmakamra kiürül és a mélyben hatalmas üreg keletkezik. Ugyanakkor a felszínen óriási súlytöbblet, erős megterhelés jelentkezik. Ennek következtében posztvulkáni süllyedések, bezökkenések állnak elő.” E megállapításnál KUBOVITS IMRE számszerű adatokkal igazolt kutatásaira is hivatkozik. Ennek a folyamatnak volt a következménye – SZÉKELY szerint – a Visegrádi-hegység, a Cserhát és a Mátra peremére a felsőtörtónai tenger transzgredálása; ennek nyomán ma 450–500 m magasságban található. A Cserhátot pl. majdnem teljesen elöntötte a törtónai tenger. A törtónai tenger transzgressziójának kiterjedése tehát mindenképpen erős posztvulkáni süllyedést bizonyít. Ha viszont az itt kifejtett folyamat így érvényesül, akkor a süllyedéssel és denudációval alacsony helyzetbe került hullámos felszíni középhegység peremén a későbbi szakaszos kiemelkedés során adottak voltak a feltételek hegyláb felszín képződésére.

SZÉKELY (1961) és PINCZÉS (1961a, b) BULLA (1958) trópusi tönkösödési elmélete alapján úgy látják, hogy a trópusi tönkösödés folyamatának eredményeként a miocénban egy, esetleg két tönkfelszín jöhetett létre kutatási területükön. BULLA ugyan határozottan nem foglal állást, hogy egy vagy több trópusi tönklépcső képződött-e, inkább arra céloz, hogy középhegységeinkben a különböző magasságú szintek egyetlen trópusi tönkszintet képeztek és későbbi tektonikus elmozdulások hatására lépcsők jöttek létre. Kétségtelen, helyenként ez a lehetőség is fennállhat, de a fiatalabb, alacsonyabb hegyláb-felszínek ( $H_2$ ,  $H_1$  és  $Q_1$ ) jelentős szakaszon azonos relatív magasságban övezve közép-hegységeink előterét, arra mutatnak, hogy nem tektonikus elmozdulásokkal, levetődésekkel vagy kiemelésekkel jöttek létre. Kialakulásukat tehát másként kell értelmeznünk, s erre véleményem szerint legmegfelelőbb a hegyláb-felszín képződés újabb értelmezésű folyamata (TRICART 1950, DRESCH 1957, MENSCHING 1958).

Mind a Dunántúli-, mind az Északi-középhegység egyes tagjainak tetőfelszínén, leszámítva a legmagasabb kis felületű szinteket, elszórva vagy nagyobb vastagságban kvarckavics-foszlányok, konglomerátumok találhatók. Az ilyen erőziós felszínek kialakulását természetesen trópusi tönkösödéssel magyarázni nem tudjuk. Ezek a hegységek részben vagy egészben a harmadkor folyamán jó ideig köztes, ill. alacsonyabb helyzetben voltak, mint a hegységpáztától É-ra elhelyezkedő összefüggő kristályos alaphegység. A kristályos hegységnek a magasabb felszínéről kerültek ezek a kvarckavics-foszlányok és leplek középhegységünk felszínére. A kvarckavicsok lerakódásának övezete tehát ebben az időben egy hegylábi előtérnek, vagy hegyláb-felszínnek fogható fel. Majd ezt követően indult meg a Dunántúli- és az Északi-középhegység erőteljes és szakaszos kiemelkedése, s a lepusztulás most már ezeken a felszíneken kezdődött meg. A felhalmozódás előterükben újabb hegyláb-felszíneken folytatódott. A lepusztulás módja az akkori klimatikus viszonyok szerint szubhumidus–szubaridus, szubtrópusi areális, vagy időnként és helyenként laterális korrázió lehetett.

Mivel középhegységeink előterében a legelső hegyláb-felszínen a felsőpannóniai és legtöbb esetben felsőpliocén kori üledékek is elnyesődtek, egy szintre tarolódtak, ezek kialakulását már semmiképpen sem magyarázhatjuk a trópusi tönkösödés folyamatával, ill. a felsőpliocén üledékek lerakódását követően már a szubtrópusi tönkösödés klimatikus feltételei sem voltak meg. A fentebb elmondottakkal csupán arra igyekeztünk a figyelmet felhívni, hogy a hegyláb-felszínek képződésének ilyen értelmezésű folyamatát véleményünk szerint nem iktathatjuk ki középhegységeink felszínalakulásának folyamatából, mert különben a pleisztocén kori üledékekkel takart legfiatalabb hegyláb-felszínek, lepusztulásszintek magyarázatával maradnánk adósak.

A hegyláb-felszínek kialakulását – pediment, Fussfläche, glacies – a legutóbbi időkben végzett észak-amerikai, észak-afrikai és spanyolországi megfigyelések egyöntetűen szemiárid klimatikus viszonyok között végbemenő – laterálisan, areálisan letaroló – folyamatokkal magyarázzák (DRESCH 1957, JOHNSON 1932, MENSCHING 1958, WIECHE 1955).

A hegyláb-felszínek nedves klíma alatt pusztulnak, völgyekkel tagolódnak fel. Pliocén hegyláb-felszíneink ( $H_1$ ) feltételezhetően a melegebb száraz – szemiárid – klíma hatására képződtek ki, míg pleisztocén eleji ( $Q_1$ ) hegylábi szintek hideg–száraz klímátípus



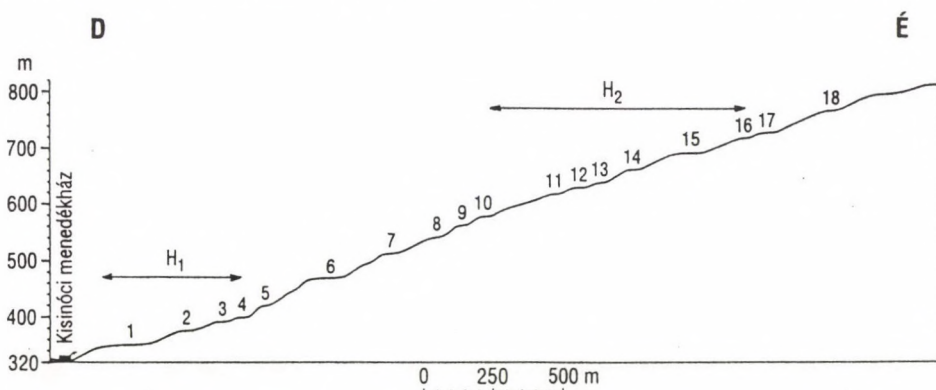
*felszínalakító folyamatainak eredményei.* Ez utóbbi szint már átmenet a magasabb korráziós–deráziós szintek felé, gyakran azokkal meg is egyezhet.

Ismeretes az is, hogy hideg–száraz klimatikus körülmények között magashegységekben és fennsíkok peremén szélesebb, keskenyebb, ún. krioplanációs teraszok egész sora kialakulhat. Ilyenek pl. a szovjet szerzők (BASENINA 1960) által leírt goloc teraszok. A krioplanációs – goloc – teraszok sorozata, különösen típusosan a Börzsöny-hegységben formálódott ki (85. ábra).

## 2. A domborzat alakulása a periglaciális folyamatok hatására

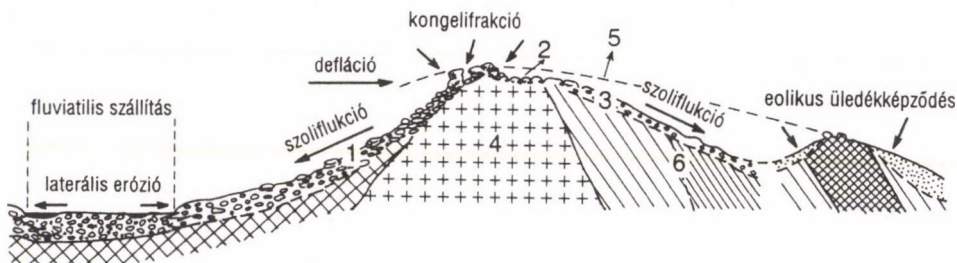
Összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy a pleisztocén periglaciális folyamatok igen nagy szerepet játszottak a völgyek és lejtőoldalak formálásában a Kárpát-medencében is. A különböző lejtős anyagszállítások következtében nagy mennyiségű törmelék, üledék szállítódott a völgylejtő aljához. A felszín további alakulását az határozta meg, hogy ezeknek a törmeléknek az elszállítása megtörtént-e, ez határozta meg a domborzat általános fejlődését. Ha ugyanis a lejtő alján felhalmozódott üledék, törmelék eltávolítása nem következett be, vagy igen lassú volt, akkor a lejtők s általában a domborzat további alakulása, pusztulása lelassult. A periglaciális klíma függvényeként bizonyos egyensúlyi felszínek, lejtők alakultak ki. TRICART szerint az ilyen egyensúlyi lejtők elnyújtott S alakot mutatnak. Ilyen lejtőtípusokat adnak nálunk is a korráziós (deráziós) hegyorrok és a deráziós völgyek esésgörbéi (88. kép, 60–62. ábra).

CAILLEUX, TRICART, BÜDEL, SUMGIN a fagy felaprózó tevékenységét rendkívül erős pusztító folyamatnak tartják, mely a szálaban álló kőzetet jelentékeny mértékben és aránylag gyors ritmusban képes fellazítani. Szerintük a jelenleg működésben levő



85. ábra. Krioplanációs teraszok (goloc teraszok) a Börzsöny-hegység D-i kitettséű (É→D) lejtős felszínén, a kisinnóci és a nagyhideghegyi menedékház közötti gerinc mentén

H<sub>1</sub> = alacsonyabb hegyláb felszín; H<sub>2</sub> = magasabb hegyláb felszín; 1–18 = elkülönülő krioplanációs (altiplanációs) teraszok kőtenger, ill. kőpoligon rendszerekkel



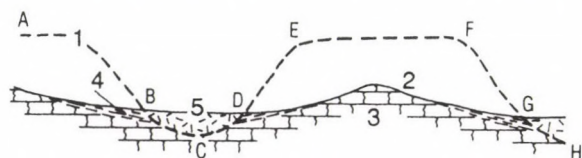
86a. ábra. A krioplanáció „periglaciális denudáció” (kongelifrakció, szoliflukció, defláció, laterális folyóvízi lehordás) sematikus ábrázolása SEKYRA (1960) szerint

1 = kőfolyásos szoliflukciós kongelifrakció (kifagyás); 2 = poligonális anyagmozgatás; 3 = sávós barázdahantós talajmozgás, szoliflukció; 4 = ellenállóbb kőzet; 5 = krioplanáció előtti felszín; 6 = kevésbé ellenálló kőzet

mechanikai kőzetfelaprózó folyamatok közül ez a legtevékenyebb a Föld felszínén (86a., b. ábra).

A periglaciális lepusztító folyamatok fő jellemvonásai abban állanak, hogy a mechanikai erózió hatóerői játsszák bennük a főszerepet és hogy a felaprózódás, a tömegszállítás folyamatai a kőzet vagy a talajfelszínén areálisan mennek végbe (67. ábra). A periglaciális klimatikus morfológiai birodalmat tehát az jellemzi, hogy a lejtők behatóan és gyorsan alakulnak, változnak. A lejtőoldalak lepusztításában, anyagszállításában résztvevő folyamatok közül a szoliflukció, deráziós szoliflukció és a krioturbáció tipikusan periglaciális folyamat, míg mások, mint a felszíni leöblítés, a defláció és az egyszerű nehézségi erő, azonálisak.

A tipikusan periglaciális szoliflukciós folyamat, mely a törmelékek, üledékek tömeges mozgását és áthelyezését végzi, rendszerint enyhébb normális lejtőket alakít ki. A lejtők egy tömbben fejlődnek, fokozatosan hátrálnak és különböznek a humidus felszíni lemosás vagy az erózió által kiformált lejtőktől. A geliszoliflukció és deráziós szoliflukció működése a lejtőn akár kizárólagos, akár csak túlnyomó, olyan lejtőtípust és váztalajt hoz



86b. ábra. A periglaciális domborzat alakulása TRICART (1950) szerint. A felszíni elegyengetés – equiplanatio – a Párizsi-medence K-i részén

1 = a szaggatott vonal – A–H – mutatja a domborzat felszínét a periglaciális folyamat kezdetén. A kréta kori alapzatú domborzat lejtői meredek, a mérsékelt nedves klíma eróziós tevékenysége völgyes tájat hozott létre rajta; 2 = a periglaciális folyamatok működése után kialakult domborzat. A domborzaton „egyensúlyi lejtő” alakult ki, a felszíni elegyengetés hatására; 3 = a repedezett kréta alapzat; 4 = vastag lejtős üledék, kréta málladék és törmelék anyagból; 5 = a hajdani völgytalpat feltöltő kréta málladék és törmelék



*létre, amely más folyamatokétól különbözik. De ugyanilyen különbségek mutatkoznak az említett folyamatok által felhalmozott üledékekben is, azok településében, rétegződésében, lejtőszögében egyaránt.*

*Az interglaciálisokban, ill. a preglaciálisban kialakított eróziós tagoltságú domborzati formástílust a periglaciális szoliflukció, a deráziós szoliflukció elegyengette, lejtőit enyhítette. A hideg, félig száraz éghajlati viszonyok között a lejtős letarolódás és a felhalmozódás lapos félsíkokat, deráziós–krioplanációs szinteket hozott létre, ezek nem mindegyike igazodott közvetlenül egy–egy meghatározott völgy-, ill. medencetalphoz, mint erózióbázishoz.*

# MEGJELENT

## NAGYBERUHÁZÁSOK ÉS VESZÉLYES HULLADÉKOK TELEPHELY-KIVÁLASZTÁSÁNAK FÖLDRAJZI FELTÉTELRENDSZERE

Szerkesztette: Schweitzer Ferenc–Tiner Tibor

A műszaki nagylétesítmények optimális telephelyének kiválasztása nagy körülményt és sokoldalú tudományos megalapozottságot igénylő feladat, amelyben a földrajztudományra igen jelentős szerep hárul.

Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben 1991–1995. között elvégzett kutatómunka eredményeit összegző szakkönyv a nagyberuházások és veszélyes hulladékok elhelyezésének földrajzi kritériumrendszerét ismerteti. A napjainkban igen időszerű témát módszertani szempontból is sokoldalúan elemző kiadvány komplex megközelítésben tárgyalja a nagy gazdasági objektumok telepítésének természet-, gazdaság- és társadalomföldrajzi feltételeit, sorra véve valamennyi, a telephely kiválasztásában kulcsszerepet játszó földrajzi jellegű tényezőt. A könyv egyaránt jól használható a felsőoktatásban, a környezeti hatásvizsgálatok során, és a nagyberuházások döntéselőkészítési fázisában. Ez utóbbiban azért is hasznos, mert előrejelzi a telephely-kiválasztás során várható gazdasági-társadalmi konfliktusok sajátosságait, ugyanakkor segítséget nyújt eredményes kezelésükhöz is.

---

### MEGRENDELŐLAP

Megrendelem a NAGYBERUHÁZÁSOK ÉS VESZÉLYES HULLADÉKOK TELEPHELY-KIVÁLASZTÁSÁNAK FÖLDRAJZI FELTÉTELRENDSZERE című könyvet ..... példányban. Ára példányonként 600,-Ft (ÁFÁ-val), amely összeget átutalással/postai utalványon fizetem (a nem kívánt szöveg törlendő)

Megrendelő (intézmény) neve: .....

Címe: .....

Ügyintéző neve: .....

Bankszámla száma: .....

..... 1997. .... hó ..... nap

.....  
aláírás-bélyegző



## HARMADIK FEJEZET

# KIEGÉSZÍTŐ JEGYZETEK

### I. A kriológia, kriolitológia

A Föld felszínének azokat az övezeteit, amelyeket negatív hőmérséklet jellemez, krioszférának nevezik. A krioszférát nem lehet pontosan elhatárolni, mert mind a szilárd kéregbe, mind a légkörbe áttérjed, meglehetősen szabálytalan módon. Ennek a szférának a jelenségeit és folyamatait a *kriológia* tudománya kutatja. A krioszféra kiterjed a troposzférára, a légkör alsó részére, a vízfelszín és a szilárd kéreg egyes övezeteire. A szilárd kéreg fagyott részeivel, azaz a fagynak a talajra való hatásával a *kriopedológia* foglalkozik (BRYAN 1946). Újabban az orosz irodalomban a tudományágat *geokriológia*, ill. *kriolitológia* néven művelik (SUMSZKIJ, POPOV és mások).

A *kriopedológia* gyökereivel visszanyúlik még a múlt század végére. Sőt, már a múlt század első felében magukra vonták a kutatók figyelmét a fagyjelenségek. Több kutató különböző folyamatokat figyelt meg a talajban és felismerték a fagyás és olvadás hatására keletkezett talajváltozásokat. Rendszerint azonban nem értelmezték s nem magyarázták ezeket.

A *kriopedológiai* jelenségeket tudományosan csak ennek a századnak az elején kezdték értelmezni. Számos északi- és délsarki expedíció során a kutatóknak lehetőségük nyílt a talaj jelenkori fagyott formáit is tanulmányozni. NORDENSKJÖLD ismertette 1909-ben a grönlandi polygonokat. Ugyanígy vizsgálta J. G. ANDERSSON (1906) ezeket a jelenségeket a Medve-szigeteken a svéd expedíció tagjaként. *ANDERSSON honosította meg elsőnek a század elején a szoliflukció fogalmát a sarkvidéken a felolvadt talaj lassú folyására.*

1910-ben Stockholmban rendezték meg a XI. Nemzetközi Geológiai Kongresszust, amely igen jelentős lépést tett a periglaciális fagyjelenségek tanulmányozása terén. A kongresszust kirándulás követte a Spitzbergákra, amelyen CHOLNOKY J. is részt vett. A periglaciális jelenségeket ezen a kiránduláson alaposan megvitatták. Azóta kezdték a fagy hatására elrendezett talajokat (polygonális talaj, kőhálók, kősavók) részletesebben leírni és magyarázni.

B. HÖGBOM már több évvel a kongresszus előtt is járt a Spitzbergákon, sok talajformát leírt és értelmezett. Ezeket a fagy hatására vezette vissza (1914). A Spitzbergákon és a skandináv hegységeken, továbbá más területeken végzett megfigyelések szolgálták első összefoglaló munkájának alapjául. (Über die geologische Bedeutung des Frostes.)

A fagyjelenségek vizsgálatának jelentős állomását jelentették LEFFINGWELL (1915, 1919) leírásai és rajzai az észak-alaszkai jégékekről.

A kisméretű periglaciális formák mellett tanulmányozták az ún. periglaciális blokkfáciest (kőtengerek, fagy formálta tanúhegyek, kőgleccserek stb.; J. G. ANDERSSON 1906, W. LOZINSKY 1912 és mások).

A két világháború között a *kriopedológia* irodalma sok részlet- és összefoglaló tanulmánnyal gyarapodott. A fagyhatásra vonatkozó megfigyelések a tisztán geológiai és geomorfológiai irodalmon kívül különösen az építészeti műszaki irodalomban terebélyesedtek ki. Ekkor kezdődtek meg a jelenkori folyamatok és jelenségek ismeretének birtokában a fosszilis folyamatokra vonatkozó megfigyelések is. Az utóbbiak egyre gyarapodtak. A *kriológia* és egyben a *kriopedológia* egyik alapvető munkájának tekinthető A. B. DOBROWOLSKI (1923) cikke a természetes jégről.

Az első periglaciális jelenségeket az el nem jegesedett Közép-Európa területéről KESSLER írta le 1925-ben. Dolgozatában megkísérelte a közép-európai jégkorszak klímájának pontosabb meghatározását adni, és leírta Közép-Európa periglaciális területének löszvályoggal kitöltött jégékeit. Összehasonlította ezeket Észak-Szibéria és Alaszka jelenkori kontinentális tundraival, fagyékeivel. KESSLER tanulmányát a paleoklimatológia szempontjából később POSER (1933, 1947) értékelte ki részletesen. A *krioturbáció fogalmát* a fagybolygatta

talajokra már BRYAN (1946) javasolta, majd a holland geológusok honosították meg (C. H. EDELMANN, E. FLORSCHÜTZ és J. J. JESWIET 1936). Ezt az elnevezést ma általánosan használja a nemzetközi irodalom.

A fagyjelenségek fontossága különösen az útéptésben nyert először méltatást. K. GRIPP (1934) főként kísérleti megfigyeléseket végzett és V. ROMANOVSKIJhoz (1940) hasonlóan felállította a *konvekciós elméletet a poligonális talajok keletkezésének magyarázatára*.

Az állandóan fagyott talaj összes vonatkozásait nagy részletességgel tárgyalta N. G. SZUMGIN „Vecsnaja merzlota pocsvi” c. dolgozata (1927), mely a szerzőnek hosszas szibériai tapasztalataira épült. A két világháború közötti számos kutatási eredmény összesítését TROLL (1944) saját megfigyeléseire támaszkodó jelentős munkája képviseli.

Az ötvenes évek óta több fontos összefoglaló kézikönyv jelent meg a kriolitológia, kriopedológia, ill. a geokriológia köréből. Ide sorolhatjuk a Szovjetunióban az eljegesedésekről, a talajfagy kutatásokról közzétett terjedelmes köteteket (P. A. SUMSZKIJ 1955, A. I. POPOV 1967), CAILLEUX és TAYLOR (1954), TRICART (1950), továbbá BRYAN (1946) gyűjteményes munkáit.

Ezek mellett számos folyóirat és periodikus kiadványok egész sora foglalkozik a periglaciális geomorfológia, a geokriológia, ill. a kriopedológia problémakörével. Oroszországban pedig külön kutatóintézet létesült a jelenkori és fosszilis talajfagyjelenségek kutatására (Intitit Merzlotovegyenija Akad. Nauk.). A geokriológia fejlődését az a gyakorlati igény gyorsította meg, hogy a poláris és a periglaciális területeket egyre nagyobb mértékben vonják be az erdő- és mezőgazdasági művelésbe, közlekedésbe, bányászatba és az ipari létesítmények építését is egyre növelik.

## 2. Periglaciális klímátípusok főbb jellemzői

TRICART morfológiai szerepük szerint a jelenkori periglaciális klímák három nagy típusát ismerteti. Közülük az első kettő rövid jellemzése a hivatkozások miatt szükségesnek látszott.

I. *Zord télű hideg klíma*. Ez az éghajlati típus a kontinentális sarkvidékeken *angarai klímátípus*. A KÖPPEN féle osztályozás E és D típusa közé esik. E vidékeken helyezkednek el a fosszilis állandóan fagyott talajok. Jellemző vonásai: Nagyon alacsony téli hőmérséklet az évnek nagyobb részén. Nagyon rövid nyarak, de még akkor sincs kizárva a fagy. Az évi középhőmérséklet  $-6$  és  $-12$  °C. A közepes minimum  $-28$  és  $-35$  °C. A hőmérséklet járása nagyon szabálytalan (hirtelen időváltozások és nagy napi amplitudók).

A *fagyás (pergelation) és olvadás (depergelation) váltakozása* tavasszal kezdődik – amikor rövid olvadás következik be a nappalok meleg óráiban – és ősszel végződik, amikor a hőmérséklet közepesre süllyed. Ez a periódus május–szeptember között tart. A besugárzási kalória mennyisége csekély ahhoz, hogy a túlhideg tél során megfagyott talajrétegeket nyáron megolvassza: így jön létre az állandóan fagyott talaj. A csapadék mennyisége is alacsonyabb 200 mm-nél. A hótakaró igen csekély, a szél könnyen elsöpri. Innen erednek „a kopár talajok” „Barren Grounds” tájnevek Észak-Kanadában. A hótakaró tehát nem védi meg a talajt sem a fagy, sem a kriodefláció pusztítása ellen.

A klíma jellege általában száraz, az alacsony hőmérséklet ellenére a párolgás egyes napokon igen erős. A talaj tehát bizonyos helyeken, ahol a hótakaró elpusztult, erősen kiszárad.

A *szelek minden évszakban igen hevesek*. A Novaja Zemlján a szélesebbség eléri a 38,5 m/sec. sebességet, középértékben pedig a 15 m/sec.-ot. Vrangeli szigetén átlag 8 orkános nap fordul elő január hónapban. A nyári szelek a fagy visszatérését, megújulását idézik elő, s ezeknek morfológiai szerepük különösen nagy, mert ahol a talaj száraz, a finom részeket könnyen elhordják a szelek. A *téli hóviharak is jelentékeny talajeróziót okoznak*.

Ez a klíma tehát geomorfológiai szempontból sajátos lepusztítást eredményez. A fő eróthatást a fagy fejteti ki, a folyóvízi eróziónak a szerepe alárendelt. Viszont a kriodefláció tevékenysége szintén jelentékeny.

II. A *kemény hideg télű nedves klímának* TRICART két változatát mutatja be: a) sarkvidéki változat, mely az előbb tárgyalt klímának *oceanikus hasonmása*, b) hegységi változat, a nedves mérsékelt klímáknak magashegységi változata.

a) A *sarkvidéki kemény télű nedves klíma* átmenet a zord télű száraz klíma és a sarkvidéki klíma között, amelynek nincsenek elkülönülő évszakai.



Ez a klíma az ún. *svalbardi klímátípus*. Elhatárolása elég nehéz, főleg a kontinenseken, mert fokozatosan megy át a kontinens belseje felé az előző típusba. Ez a klíma tipikus Svalbardon és részben a Novaja Zemlján is, továbbá Észak-Szibéria és Alaszka keskeny parti szegélyén.

Jellemvonásai: hőmérséklet-közepei az előbbi típustól kevésbé különböznek, de az évi amplitudó kisebb. Az évi középhőmérséklet  $0 - -4^{\circ}\text{C}$ , a maximális havi közepek  $+4, -13^{\circ}\text{C}$  között, a minimális havi közepek  $-8, -19^{\circ}\text{C}$ , a minimális középértékek  $-26, -40^{\circ}\text{C}$ , a maximális közepek  $13 - 27^{\circ}\text{C}$  között ingadoznak.

A nyarak elég jól elhatárolhatók, a *hőmérséklet 3–4 hónapon keresztül  $0^{\circ}$  fölött van*. Ez lehetővé teszi a talaj felszínének évszakos kiengedését. A felengedett talajréteg a Spitzbergákon pl. eléri az 1 m-es vastagságot. Állandóan fagyott talaj azonban itt is kialakul. E klímátípus ingadozásai nagyobbak, mint az előző klímáé, bár a közepes értékek ezt nem mutatják. A tengerpart-közei helyzet következtében gyakoriak a *heves ciklonátvonulások*, melyek hirtelen időváltozást okoznak. A sarki légtömegeket szállító hideg nyári szélrohamok hirtelen lehűlést idéznek elő. Télen viszont langyos óceáni légtömegek érkeznek váratlanul, amelyek néhány órára terjedő felengedést okoznak. A fagyás és olvadás váltakozásának tehát nagy szerepe van a felszín alakításában.

A légnedvesség az előző típusnál nagyobb, a csapadék évi összege mindig 300 mm fölött van. Télen jelentékeny hótakaró csökkenti a defláció letaroló szerepét. Tavasszal a maradék hó olvadásából nagytömegű víz jut a talajba, mely elősegíti a talajfolyást. Nyáron az időszakos, tekintélyes mennyiségű esők talajfolyásokat idéznek elő a fagyott talajon. Gyakoriak és hosszan tartók a talajmenti sűrű ködök.

Bár a szélerősség ugyanolyan nagy, mint az előbbi típusban, a szél geomorfológiai tevékenysége mégsem olyan nagy, mint a száraz típusban. Télen a hótakaró, nyáron pedig a számottevő esők akadályozzák a talaj felszíni kiszáradását. E klimatikus adottságoknak megfelelően a geomorfológiai hatás másképpen jelentkezik. Bár a fagyás és az olvadás itt is elsőrendű felszínalakító tényező, mégis különbözik a zord telű, száraz klímától. A folyóvízi erózió itt másodrendű, de nem elhanyagolható a felszíni leöblítés szerepe sem.

b) *A hegységi változat*. Ez megfelel a mérsékelt földön hegyvidéki klímájának, amely az állandó hóhatár alatt helyezkedik el, ahol a hideg az abszolút magasságnak tulajdonítható. Ez a típus az Alpokból és Közép-Európa más magashegységeiből ismert a legjobban. Ismertetése vázlatosan azért szükséges, mert a *magyarországi középhegységek magasabb régiójának éghajlata az utolsó glaciálisban időnként ezekkel feltehetően rokon lehetett*. A havi hőmérsékletek hasonló vonásokat mutatnak, mint a sarkvidéki változat, de érezhető különbségek is mutatkoznak. Pl. az évi középhőmérsékletek magasabbak, az évi közepek gyakran  $0^{\circ}$  fölött vannak. Az évi amplitudók szűkebbek, a nyári maximumok nagyjából megegyeznek a sarki változat állomásaival, de a telek kevésbé hidegek. Az abszolút közepes minimumok szintén alacsonyabbak ( $-18, -25^{\circ}\text{C}$ ) míg az abszolút közepes maximumok hasonló értékűek. A telek zordsága kisebb, s állandóan fagyott talaj csak kivételesen fordul elő. A fagyváltozékonyság maximumai tavaszra (március, június) és ősze (szeptember–október–november) esnek. Tehát a fagyváltozékonyság időtartama itt nagyobb, mint a Spitzbergákon. Ez annak a következménye, hogy a telek enyhébbek. A csapadék sokkal bővebb, mint a sarkvidéki klíma területén. Évi összege mindenütt meghaladja az 1000 mm-t. A besugárzás a különböző kitettség miatt összehasonlíthatatlanul nagyobb szerepet játszik a kőzetek felaprózásában, mint az északi sarkvidéken. Az éles gerincekről, meredek lejtőkről a hó télen is hiányozhat, és nyáron a napsütéses napok folyamán olvadás, éjjel gyakori fagyok lépnek fel. A lejtőknek is igen nagy szerepük van (déli, ill. északi kitettség esetén a napsugarak beesési szöge igen eltérő lehet). A mély völgyfenekek kontinentálisabbak, hőmérsékleti inverziók lépnek fel, tehát a *domborzatnak megfelelően a mikroklimatikus viszonyok hatására a felszínalakulás helyről helyre változik*.

E klímából eredően a felszínalakulás az alábbiakkal jellemezhető: a fagyásnak jelentékeny a tevékenysége, de hiányzik az állandóan fagyott talaj (vastag hótakaró). A folyóvíz munkája már szerephez jut a sok csapadék következtében. Bár ez a szerep évszakos, de elhordja a kifagyás által termelt kőzettörmelékét. A szél deflációs tevékenysége itt másodrendű, mert sok a nedvesség és hosszú ideig kitar a hótakaró. Ez a terület tehát a folyóvízi erózió birodalmához csatlakozik. A periglaciális jelenségeknek főként a kifagyásban és a fagyrepesztésben van túlnyomó szerepük.

III. *A csekély évi amplitudójú klíma két földrajzilag elkülönült zónában helyezkedik el.*

a) *A magas földrajzi szélesség alatt fekvő szigetek klímája.*

b) *A tropikus földön magashegységi klímája.*

### 3. Kriofrakció, fagyréseles

A fagy során a víz térfogata megnövekszik, ezáltal a kőzetek repedéseiben  $\text{cm}^2$ -enként 14 kg nyomás keletkezik. Ez a *fagyrepsztes* vagy *fagyréseles* folyamatát idézi elő.

Ha a víz nem tölti ki az összes likacsokat, a teljes hézagterefogatot a kőzetben, akkor a terfogat növekedése a fagyás során szabadon megy végbe és kevés nyomás lép fel, vagy éppen semmi. Az ilyen esetben a fagyréseles elmarad. A fagyréseles tevékenysége akkor éri el maximumát, ha a kőzetet tized mm vagy néhány mm szélességű, vízzel egészen telített üregek járják át. A fagyréseles hatása természetesen függ a kőzet ellenállóképességétől. Ez nem egyenértékű a kőzet szilárdságával. A *fagyréseles mértéke minimális, ha a repedésekben nincsen víz*, vagy az igen kevés. A fagyréseles a szilárd kőzetekben (gránit, mészkő, bazalt stb.) a fagyrepsztes jelenségét hozza létre.

A *laza, homogén talajokban a fagyás során viszont rendszerint szerkezeti talajok jönnek létre* (pl. iszapokban, agyagokban stb.).

Kemény fagy esetén a laza talajok terfogatában jelentős változások mennek végbe, főként repedések keletkeznek. Ha a hőmérséklet  $-40$  vagy  $-60^\circ$ -ra száll alá, akkor a talajba fagyott jég jelentősen összehúzódik, a jég kiterjedési együtthatójával arányosan. Így keletkeznek az összehúzódás hatása alatt a repedések, amelyek nagyon hasonlítanak a kiszáradt agyagéhoz vagy iszapéhoz. Ha az ilyen repedés az engedés beálltáig üresen marad, akkor a rés megtelik a felszínen már kiengedett anyag részecskéivel, melyek szolifluidális halmozállapotba kerülnek.

Ha a hézag télen hóval telik meg, akkor a hó ott megfagy, jéggé válik, firnesedik. Fagyásakor magához vonzza a vizeket és ezáltal növekszik. A hézagok, repedések hálózata ekkor felszíni *jégek hálózatává* válik. Így alakulnak ki a *tundrapolygonok* vagy német elnevezés szerint Zellenbodenek.

### 4. Szoliflukció

A szoliflukció fogalmát J. G. ANDERSSON (1906) vezette be. Szerinte a nivális vagy szubnivális éghajlatú lejtőkön – periglaciális területeken – az állandó talajfagy felengedése után talajmozgás indul meg. A vízzel telített törmelék vagy talaj lassú folyásnak indul a magasabb helyekről az alacsonyabb felszín felé, mely ANDERSSON szerint lehet hóolvadás vagy esőzés következménye.

*A szoliflukció fogalma azonban világszerte változó értelmezést takar.*

1. Egyesek szerint jelentheti a folyékony képlékeny talaj gravitációs elmozdulását a lejtőn. Ez a szoliflukció a szó tágabb értelmében.

2. Jelentheti a megolvadt talaj elmozdulását a fagyott altalaj fölött, ami rendszerint a nivális vagy szubnivális klímával jár együtt. Ez a szoliflukció szó szűkebb értelemben való használata.

A szoliflukciónak ezt az utóbbi értelmezését használjuk tanulmányunk során. A *szoliflukció a magyar geográfiában a szó szűkebb értelmében mint fosszilis periglaciális jelenség használatos*.

A szoliflukció lejtőletaroló és üledékképző szerepe a periglaciális övezetben a glaciális fázisok hideg periódusaiban volt folyamatban, a szelvények tanulmányozása alapján általában a javaglaciális előtti és az azt követő időszakokban, az erős és gyakori regeláció idején. Ez azt jelenti, hogy minden egyes periglaciális fázis szoliflukciós üledéket hagyott maga után kisebb-nagyobb vastagságban. Azonban a megelőző periglaciális szakaszok szoliflukciós üledékei nem maradtak meg mindmáig, főként azért, mert az újpleisztocén fázisok a korábbiakat eltakarították vagy befedték.

Több kutató egybehangzó véleménye szerint a lejtős szoliflukció a hegységek lábánál nagy tömegű osztályozatlan anyagú kolluviumot halmozott össze.

A *szoliflukció* szó és szinonimáinak használata az évek során sokféle alakban került be a nemzetközi irodalomba. A szoliflukció megjelölésére összegyűjtöttük a leggyakrabban előforduló és különböző szerzőktől származó szóhasználatokat (J. SEKÝRA 1960 és C. TROLL 1948 nyomán).



*Szoliflukció* a német irodalomban: Solifluktion (C. TROLL 1944, E. SCHENK 1955a), breiige Fliesserde, Breifliessen (B. HÖGBOM 1914), Fliesserde (P. KESSLER 1925, C. TROLL 1944), Regelationfliesserde (B. HÖGBOM 1914), Erdfliessen (G. BESKOW 1930), Bodenfliessen (G. FURRER 1955), angol irodalomban: solifluction (J. G. ANDERSSON 1906), orosz irodalomban: szoliflukcija (S. G. BOCS 1938), lengyel irodalomban: soliflukcja (A. JAHN 1954), kongeliflukcja (J. DYLIK 1956), francia irodalomban: la solifluxion, la solifluction (A. CAILLEUX, J. TRICART 1950). *egyéb változatok*: Mikrosolifluktion, Kammeis-Solifluktion, Pipkrake-Solifluktion, jahreszeitliche Solifluktion, kurzperiodische Solifluktion, endocyclische Solifluktion, amorf szoliflukció.

### *A szoliflukció újabb fogalma*

BÜDEL (1944, 1959) szerint a szoliflukció meghatározott klimatikus zónához kötött. A szoliflukció a periglaciális talajok fagy okozta lassú és mélyreható folyási jelensége, mely a nehézségi erő hatására a lejtőkön lefelé mozog. A lankás és közepes meredek lejtőkön időben folytonosan és térben általánosan elterjedten megy végbe, a fagyklíma térbeli és időbeli elterjedésének intervallumában. Azokon a területeken, ahol e folyamatot működtető fagyklíma fennáll és általánosan, szabályszerűen jelentkezik, az ilyen zóna összes alkalmas térszíni lejtőin megtalálható.

BÜDEL szerint az alkalmas térszíni lejtő azt jelenti, hogy a lejtés nem lép túl egy meghatározott küszöbértéket, melyet BÜDEL 1,7 és 27° közötti lejtőszögben adott meg.

### *A szoliflukció fogalmának kiterjesztése*

– ANDERSSON (1906) és utána sokan mások a szoliflukció fogalmát fagyott talajon az olvadékvizek hatására a lejtőn végbemenő lemosódásnak, talajfolyásnak értelmezték. Az ilyen értelemben vett szoliflukció fogalmát elsőnek TROLL (1944, 1947) bővítette ki. Szerinte a jégrost, jégtű képződése (Kammeisbildung) elősegíti a talajlehorrást, ezáltal jön létre a *Kammeis Solifluktion* (ld. 21. jegyzet). Ezt a folyamatot a fagyemelés – Frosthebung – hozza létre, a fagyás során a jégrostok által felemelt közet és talajrészecskék az olvadás alkalmával a lejtős felszíneken a lejtő irányába elmozdulnak. Ezáltal a polygonális szerkezetű talajok középső kidagadó részéről – a polygon szerkezet felszínén – a peremek felé mozognak a durvább talaj- és közetdarabok (102. ábra).

– SCHENK szerint (1955a) a szoliflukció folyamata nélkül még a szerkezeti talajok sem alakulnak ki. Egyenesen azt mondja, hogy *a fagyással létrejött minden szerkezeti talaj kialakulásának alapfeltétele a szoliflukció*. A szerkezeti talajok hiányoznak azokon a területeken, ahol a fagy az egész talajt vagy egyes talajrészeket, közetdarabokat csak felemel és oldalra dönt. A fagyemelésnek és a fagynyomásnak szerinte csak alárendelt a szerepe a fagyszerkezetek – a normális polygonok – kialakításában. Ahol csupán a fagyemelés működik, ott – egyebek között – kőmezők (Steinpflaster) alakulnak ki.

– Nem szabatos szóhasználattal gyakran illetik szoliflukció címen a helyi körülményektől függő aklimatikus csúszásos és rogyásos jelenségeket, melyek nem kapcsolódnak a fagyklímához (hegycsuszamlásokat, suvadásokat, forrásfűlkék körüli rogyásokat, sőt még a mesterségesen feltárt lejtők következtében létrejött talajmozgásokon meddő hányók köfolyásait, lejtőtörmelék felhalmozódásokat is).

– BÜDEL sok más kutatóval együtt ez utóbbi folyamatokat nem kívánja a szoliflukció fogalma alá sorolni, mert ezek nem fagyhoz kötöttek, hiányzik belőlük az elterjedés rendszeressége, a folyási jelenség folyamatossága, térben pedig szűken körülhatároltak. Még nagyobb veszélynek tartja, hogy ha a fogalom eredeti tartalmát a fosszilis folyamatoknál szélesítik ki a fentebb említett módon, mert az ilyen esetben a korábbi felszínalakító folyamatok klimatikus viszonyainak rekonstruálását ez nagyon megnehezítené.

– A szoliflukció és a krioturbáció fogalmát is gyakran szinonim értelemben használják. A krioturbáció a sík vagy majdnem sík fagytalajok jelensége, amely hozhat ugyan létre fagy okozta talajátmozgatást és lokális osztályozódást, de nem vezethet a nehézségi erő irányába történő egyirányú lejtős mozgásra (ill. anyagáthalmozó tevékenységre).

– BÜDELEL együtt ma már indokolatlannak tartjuk, hogy a szoliflukció fogalmát *minden* mélyreható talajmozgás gyűjtő fogalmává tegyük. Az a véleményünk, hogy az ilyen régi terminusok tartalmának megváltoztatása csak akkor engedhető meg, ha ezt a tudomány fejlődése nyomós érvekkel megköveteli. Ha viszont a szoliflukció kifejezést minden hasonló felületi és mélyreható talajmozgási folyamat gyűjtőfogalmává tesszük, akkor az ezáltal alfogalomná vált, eddigi értelemben vett szoliflukcióra következetesen kell alkalmaznunk a *geliszoliflukció* kifejezést.

### *A derázio kifejezés tartalma és bevezetésének javaslata*

Az ANDERSSON féle geliszoliflukció mellett több hasonló mélyreható talajmozgás, talajfolyás és sekély mélységre hatoló talajleemosások ismeretesek a természetben, ezek összefoglalására mégiscsak szükség lenne egy közös gyűjtőfogalom kialakítására. Mert az esővíz, a hóle lemosás, a szoliflukció, továbbá a gravitációs tömegmozgások a lejtő letarolásának olyan tényezői, amelyek minőségileg különböznek a folyóvízi erózió (lineáris), a defláció, az abrázió és a glaciális erózió (jégerózió) folyamatától.

*E négy utóbbi fő felszínalakító folyamat mellé a lejtőt speciálisan formáló, előbb említett gravitativ végbemenő folyamatokat is egy közös fogalomba foglalhatjuk össze.* Erre a korábban használatos, szűkebb folyamatot jelentő *korrázió megnevezés helyett a derázio kifejezést javasoltuk bevezetni* (ld. Bevezetés). A *derázio* (korrázió) fogalmán ugyanis általában az anyagnak a lejtőn való mozgása során kifejtett mechanikai letaroló szerepét értjük. De természetesen minden olyan folyamat, amely valahol letarolást, anyagszállítást végez, egy bizonyos helyen felhalmozó tevékenységet is kifejt. Ennek értelmében beszélhetünk derázios (korráziós) letarolásról és üledékfelhalmozódásról (1. táblázat).

### *5. A lejtőszög szerepe a talajfagyjelenségek kialakulásában*

A nehézségi erő tevékenysége a lejtőszög nagyságától függ. CAILLEUX (1948) ebben a vonatkozásban végzett megfigyeléseket és meghatározott bizonyos lejtőszög határértékeket. Szerinte a szabályos poligonok lejtőszög határértéke  $2,5^\circ$ , RICHMOND (1949) szerint ellenben  $4^\circ$ . Kettejük között a különbség abból adódik, hogy míg az előbbi olyan poligonok keletkezésére hivatkozik, amelyeknek talajában bőven fordul elő finom anyag, utóbbi kutató csupán finom anyagokban szegény poligonokat tanulmányozott.

A nyílt alakú mértani talajok, a sávós talajok  $2,5$  és  $26^\circ$ -os lejtőszögek mellett fejlődtek ki (31. ábra).

A jól rétegzett lejtőtörmelék lejtőszöge igen különböző,  $1$  és  $33^\circ$  között váltakozik. A kőfolyásoké  $3$ – $24^\circ$  közötti.

$1^\circ$  alatti lejtőkön csak olyan kolloidális anyagok mozognak, amelyek anyaga  $50\%$ -ban finom.

### *6. Krioplanáció*

A gleccsermentes területeken a felszín formálásában kriopedológiai folyamatok együtt hatottak más tényezőkkel. Az általuk létrehozott formák, változások az általános értelemben vett felszínelgyengetés, a denudáció periglaciális változatának (planációnak) tekinthetők. A nemzetközi irodalomban ezt a hatást nevezik



krioplanációnak. *Equiplanáció* néven is használják, mivel a síkformáló folyamat(ok) működése során az anyagvesztés vagy gyarapodás egyenlő marad. A krioplanációs folyamatok a felszínen együttesen hatnak és a normális eróziós domborzattól eltérő domborzatot alakítanak ki (85., 86a., b. ábra). Ezért külön önálló geomorfológiai ciklusba sorolhatók. A szubnivális vagy periglaciális denudáció, azaz a krioplanáció folyamatát az utóbbi időben egyre behatóbban tanulmányozzák.

## 7. A talaj fagyveszélyessége

A talaj fagyveszélyessége növekszik, ha a talajban a 0,02 mm-es szemcsék aránya nagyobbodik (87. ábra). Ha ez a szemnagyság legalább három százalékban szerepel, akkor a talaj már fagyveszélyesnek mondható. A talajfagy kutatásában a szemnagyság kutatások során *fagyveszélyes* és *fagyásra kevésbé érzékeny* talajok megkülönböztetésére kerül sor. Ez elsősorban az útéptítés szempontjából vált szükségessé. Kiderült, hogy a fagydagadás mértéke a talaj finomabb szemcséjű alkotórészeinek tömegétől, ill. az azzal kapcsolatos vízfelszívóképességtől és a réven a fagyás során képződő jégretegektől függ. *Minél nagyobb a talaj agyagásványtartalma, annál több víz felvételére nyílik lehetőség a fagyás során* (88. ábra). A fagyveszélynek az a lényege, hogy a talajvizet a fagyott övezet, vagyis a fagyási front magához szívja, ill. a fagyövezetbe beszívja. A fagyás révén való vízgyarapodást a legtöbb kutató megfigyelte. Káros hatását az utak felboltozódásában, feldagadásában is észlelhetjük.

### A fagyveszélyesség fokozatai

A fagyveszélyesség fokozata a talaj finom részecskéinek mennyiségével áll összefüggésben.

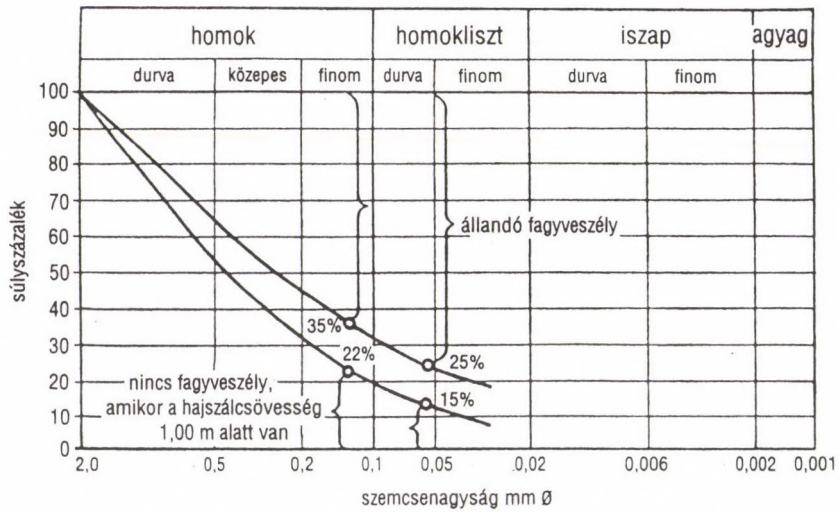
2. táblázat. Fagyveszélyességi fokozat %-ban 0,5 mm-től 0,002 mm-ig terjedő szemnagyság között  $-10^{\circ}$  és  $-15^{\circ}\text{C}$  hőmérséklet esetén

hőmérséklet	mm						
	0,5–0,2	0,2–0,1	0,1–0,05	0,05–0,02	0,02–0,01	0,01–0,006	0,006–0,002
$-10^{\circ}$	0,5	1,2	2,4	16,3	32,8	38,1	64,8
$-15^{\circ}$	0,4	0,8	2,1	17,8	28,1	34,5	57,9

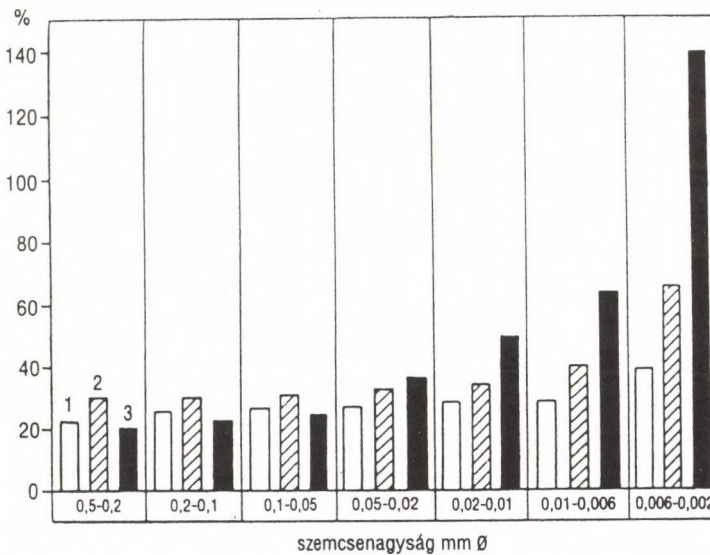
A 4. táblázat adatai tanúsítják, hogy a 0,05–0,02 csoport szemcséinek fagyveszélyessége a 0,1–0,05 csoport hasonló ásványi összetételű sorozatának fagyveszélyességét nyolcszorosan felülmúlja, bár a szemnagyság fokozatában a különbség csak kétszeres. Ez a jelenség a szemcsék felszíni hidratációjának a következménye.

## 8. Szolifluidális halmazállapot

A fagy megszünteti a talajok kolloidális szerkezetét, a talaj elveszti kohézióját, annál nagyobb mértékben, minél agyagosabb. Ekkor tézstaszzerű, nagyon különleges halmazállapotba kerül. Átmenet a szilárd és a cseppfolyós halmazállapot között. A fagyás és a felengedés folyamata a talajban egyrészt a térfogat ciklikus



87. ábra. Különböző szemnagyságú laza üledékes kőzetek fagyveszélyessége BESKOW (1947) szerint



88. ábra. A fagyott talajban különböző szemnagyságú laza üledékes kőzetek vízfelvevő képessége

1 = kiindulási víztartalom; 2 = maximális vízfelvevő képesség; 3 = víztartalom a fagyott talajban. Az ábrából jól kitűnik a pelites üledékek igen jelentős vízfelvevő képessége (0,01–0,002 m Ø)



módosulásában, másrészt a fizikai állapot megváltozásában, a szolifluidális halmazállapot felvételében nyilvánul meg.

Igen fontos szerepet játszik a talaj vízellátottsága, mert a nehézségi erő a talajfolyásos halmazállapotban érezteti legjobban a hatását, ez az állapot pedig a víztartalom függvénye.

A jó vízellátás, vízbőség elsősorban mértani alakzatú talajok kialakulását segíti elő. A poligonok mindig a vízben dús talajban, sík felületeken alakulnak ki. S kedvező a helyzet, ha az altalajban állandóan fagyott talaj van, mely olvadáskor a vízutánpótlást biztosítja.

### 9. Periglaciális tavak. Termokarszt-jelenségek

A periglaciális tájakat a tavak sokasága jellemzi, különösen a síkságokon. A tavak a táj jellegzetes elemei. Pl. Alaszka sarkvidéki tengerparti síkságán (Barrow vidékén) a táj felszínének 75%-át tavak borítják, pedig a szóban forgó területet jégtakaró sohasem borította. Oroszországi és amerikai területek kutatói szerint a tavak kialakulása a jelenlegi éghajlattal áll kapcsolatban. A periglaciális zóna tavai nem csak síkságokon, hanem még hegyoldalakban is, mint a kriokarszt dolinái fordulnak elő. Alakjuk változatos, de túlnyomó részben hosszúkás tavak, oválisak, vagy derékszögűek, de lekerekített sarkokkal. Hosszúságuk meghaladja szélességük két-háromszorosát.

Alaszka sarkvidéki parti síkságain a tavak hossz tengelyének iránya ÉÉNy-i. Ez nagyjából egybeesik az uralkodó szél irányával. A tavak a felszínbe csupán 2–6 m-nyire mélyednek be, partjaik rendszerint meredek. A tavak lapos fenekének középso táján tölcérszerű gödrök fordulnak elő.

HOPKINS (1949) a termokarszt tavak származását és fejlődését tanulmányozta és azokat a nyári egyenlőtlen felengedéssel hozta kapcsolatba. Szerinte a jégekek metszésvonalai könnyebben olvadnak, mert a növényzet ott nem takarja őket. Továbbá enyhe kis mélyedésekben húzódnak az őket határoló párnák mentén. A párnákról leolvadt víz lecsurog és a mélyedésben felgyülemlik. Ez apránként megolvasztja az alatta lévő jeget. Pocsolya alakul ki, a pocsolyából tócsa lesz.

Tavak jöhetnek létre a kriolakkolitok összeomlásából is. HOPKINS szerint mihelyt a tó eléggé kiterjed, a szél mozgásba hozza a tó vizét és a hullámokat a szélnek kitett meredek partnak veti. Ennek eredményeként hatalmas partomlasztó tevékenységet fejt ki, nem csak mechanikus erejével, hanem azáltal is, hogy a víz megolvasztja a fagyott talajnak a tó felszínével egyező magasságban levő részét. Ez a folyamat a partok hátrálását vonja maga után, amely egyes esetekben nagyon gyors is lehet. HOPKINS szerint a part hátrálása két év alatt 50 m-t is elérhet. Ezzel a tavaknak az uralkodó szél irányában való elnyúlását lehet megmagyarázni. A szélnek kitett meredek tópart gyors előrehaladása a másik tó szélárnyékos partjáiig tarthat. Ilyenkor a tavak összenövésével is meghosszabbodnak. Ha a tó vize az állandóan fagyott talaj jegét egyre jobban megolvasztja, akkor a tó vízszintje annyira megemelkedhet, hogy bizonyos irányban le is csapolódhat.

### 10. A fagy behatolása a talajba és a jégkiválások

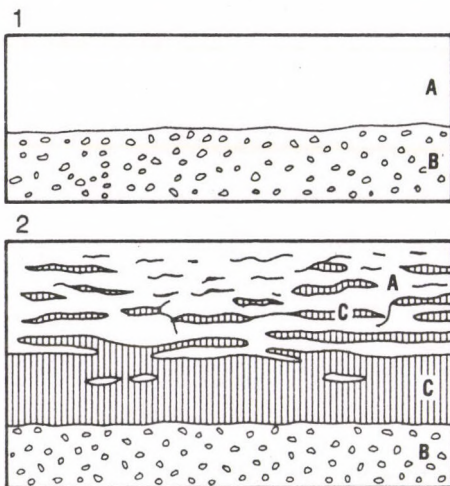
A hóforrások, amelyek a talajban felhalmozódó kalóriákat szolgáltatják, a következők:

A földgolyóból eredő belső hőáramlás; ez nagyon gyenge,  $47 \text{ cal/cm}^2$  nagyságrendű.

A külső hőáramlás, amelyet lényegileg a Nap energiája szolgáltat, 5000-szerese az előbbinek.

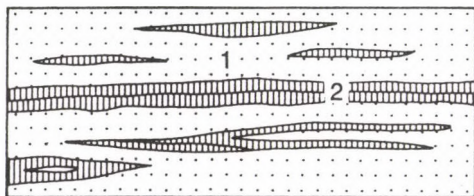
A talaj hóforrásai közé tartozik az anyagok halmazállapot változása, pl. a vízgőz lecsapódása vagy a jégképződés. A talajnak ilyen úton jutó hőmennyiség csekély. A talaj lehűl, ha a felületén levő víz elpárolog. A  $0^\circ$ -nál kissé alacsonyabb hőmérséklet mellett megfagyaszthatja a felületi hártát. Lehűl továbbá a talaj, ha a benne lévő jég felolvad. A nagy hőtani amplitudójú talajnak csekély a fajhője és nagy a hővezető képessége. Alkalmas a sugárzások befogadására, de a kisugárzásra is. Ez a melegtalaj.

A hidegtalaj lassan melegszik fel és ugyanakkor gyorsan hűl le. Nagy a fajhője, kicsiny a hőtani amplitudója. Csekély a vezetőképessége.



89. ábra. Jéggrétegek alakulása a talajban BESKOW (1947) szerint

1 = a talaj fagyás előtt. Murvás rétegek (B) fölött elhelyezkedő finom réteg (A); 2 = a talaj fagyás után; C = jég. A likacsos rétegben jégkiválás jött létre, a likacsos és a finom réteg között, a fagybehatolás hatására



90. ábra. Belső jégkiválások a talajban TABER szerint. Átvette CAILLEUX (1956)

1 = ásványi talaj, jelen esetben iszap; 2 = a jég lencseszerű halmazokban

A világos talajok visszaverik a hősugárakat, a sötétek elnyelik. A nagy hézagterfogatú talaj jó hővezető, mélyebben és gyorsabban melegszik fel. A tömör talaj ellenben nagyon rossz hővezető és csak a felszínén melegszik fel.

A talaj víztartalma porozitásának függvénye. A víz nagy fajhője következtében a talaj annál nehezebben melegszik fel, minél több vizet tartalmaz. A vízzel telített likacsos talaj hideg (TRICART 1950).

a) A legegyszerűbb és legáltalánosabb a homogén fagyott talaj. A jégkristályok szabályosan oszlanak el a kőzet tömegében. Ez fordul elő leggyakrabban. Két típusa van:

1. Ha az összes üreget kitölti a jég, a kéreg kemény és vízhatlan. Ha a jég térfogata nagyobb, mint a kőzet eredeti üregeié, akkor a jéggel való túltelítettség fordul elő.

2. Ha a jég nem tölti ki teljesen az üregeket, így a talaj részecskéi között vannak jégkristályok és levegővel kitöltött üregek. A fagyott talaj összetartása kisebb és főleg átjárható marad a levegő számára.

E két altípus között a megkülönböztetés igen lényeges, mert fontos morfológiai következményekkel jár.


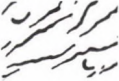
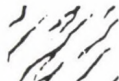

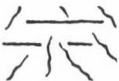



b) A jég felszíni elkülönítése. Ez a jégtű, „Kammeis” képződmény, amely a kifagyás hatására a talaj fölé növekszik. Főleg hirtelen fagyással alakul ki akkor, ha a talajnedvesség a talaj felszínére áramlik ozmózis révén és úgy fagy meg, hogy egymásba ölelkező rostokat alkot. A rostok néha 20 cm-esre is megnőhetnek (106–107. ábra). Ez a jelenség fontos szerepet játszik geomorfológiai szempontból (TROLL: „Kammeis-Solifluktion”-ja).

c) A jég belső különválásai. Ezek halmazokat képeznek magában a talaj belsejében. Lencsések és rétegek. Általában tömör, homogén módon fagyott talaj közepén tisztá jégtömegek is megfigyelhetők (89. ábra).

Mérték már egészen 3–4 m vastagságig terjedő jéggrétegeket (S. M. TABER 1943). De BESKOW (1947) kísérlegileg is előállított jéggrétegeket a megfagyott talajban. Ezeknek a jéggrétegeknek az alapja általában hosszúkas, lencse alakú volt (90. ábra). A jégkiválás azonban ék alakú és háromszögű formában is ismeretes. Ezek a jégékek.

A jégkiválások általában és elvileg a lehűlés felületével párhuzamosan alakulnak ki, ha nem fordul elő interferencia a lehűlés felületének iránya és a kőzet belső folytonossági hiányai között. Innen erednek a ferde irányúkat követő jégthalmazok füzeralakban vagy akár függőlegesen, mint a jégékek esetében (91. ábra).



	A kriogén szövetszerkezet elnevezése	Kőzetek és az adott kriogén szövetszerkezet keletkezésének feltétele	A fácies elnevezése, melyre jellemző az adott kriogén szövetszerkezet		A nedvesség a száraz fajsúlyhoz viszonyítva %-ban
	Hullámos egyenletes	Poros, vékonyan rétegződött, kissé nedves homokos kőzet	A meder alluviális üledéke	A meder menti zátonyok	20–30
	Ferde lencsés	Poros, néha köves, kavicsos homok, a fenéküledék alulról fagyott át	A meder alluviális üledéke	A folyó sodra menti fácies	40–60
	Ferde lencsés	Eliszaposodott agyagos homokos, a fenéküledék alulról fagyott át	A morotvák alluviális üledéke	Állandóan víz alatt levő morotvák	60–80
	Ferdén rétegződött	Eliszaposodott agyagos homokos, a fenéküledék alulról fagyott át		Állandóan víz alatt levő morotvák	70–90
	Keveredett	Homokos és agyagos üledék, melyek úgy fagytak át, mint a fenéküledék és az időszakosan megolvadt réteg	Ártéri alluviális	A periodikusan kiszáradó ártéri mélyedések fáciесе	45–80
	Vízszintes párhuzamosan rétegződött lencsés	Kissé eltözegeedett lössös homok, az aktív réteg átfagyása alulról		A közép ártér fáciесе	35–55
	Homorú párhuzamosan rétegződött lencsés	Eltözegeedett homokos és agyagos üledék, az aktív réteg alulról fagyott át		A poligonális ártér fáciесе	50–70
	Homorú párhuzamosan rétegződött hálózatos	Eltözegeedett homokos és agyagos üledékek porszerű homok, az aktív réteg alulról fagyott át		A nedves rétek és a másodlagos medrek fáciесе	70–100

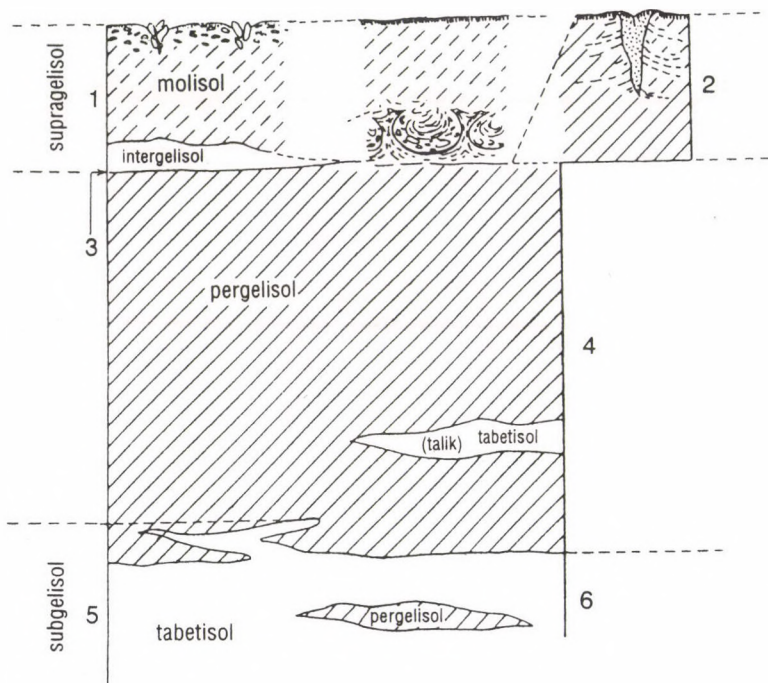
91. ábra. Állandóan fagyott alluviális üledékek kriogén szövete (E. M. KATASZANOV 1960b)

A tapasztalat azt mutatja, hogy a *jégrostok* (Kammeis) keletkezéséhez kemény és beható fagyra, továbbá nedves talajra van szükség. Gyakran megtörténik, hogy egyetlen éjszaka folyamán alakulnak ki. Alacsony földrajzi szélességeken magas hegységek erdőhatár feletti részén erős fagy esetén egyetlen éjszaka folyamán is képződnek a jégrostok (TROLL 1944). A *fagyékek ellenben lassan*, az egész tél folyamán képződnek ki és sokszög alakban helyezkednek el. Az a tapasztalat, hogy a jégékek keletkezéséhez hosszú tartamú és nagyon beható fagyokkal hideg klímára van szükség. *Hosszú és száraz télű szubpoláris klíma birodalmában képződnek ezek (Szibéria, Alaszka).*

A megfigyelések szerint a mérsékelt klímák alatt a téli fagy csak néhány mm-nyi apró lencsét hoz létre. A száraz, hideg télű szubpoláris klímák alatt a jég-lencsék terjedelme több m-t is elér (pl. Alaszka). A finom, lencse alakú jégkiváláshoz szükséges, hogy a fagyás kezdetekor a talaj vízzel legyen telítve vagy túltelítve. Továbbá szükséges, hogy a talaj finomszemcszetű agyag és iszap legyen. *A homokos és murvás talajok akár tömörek, akár likacsosak, mindig homogén módon fagnak meg.*

A jégkristály kiválás csak abban az esetben következik be, ha a fagy lassan hatol a talajba. *Ha a fagy gyorsan terjed, a talaj homogén módon fagy meg*, még a tömör anyagok esetében is.

De minél finomabb a kőzet, annál gyorsabban terjed a fagy és így keletkezik az egyenletesen fagyott talaj. *A jégkiválások tehát főképpen a finom kőzetekben fordulnak elő* (agyagok, márgák, iszapok, finom



92. ábra. Pergelisol – az állandóan fagyott talaj – egyes övei tagolásának sematikus vázlata K. BRYAN (1946) terminológiája szerint

1 = a regelációs zóna, a pergelisol fedője (supragelisol – molisol); 2 = erősen zavart kőzet; 3 = pergelisol, az állandóan fagyott talaj felső szintje; 4 = gyengén deformált szint; 5 = pergelisol (– fagyott talaj –) fekvője, subgelisol; tabetisol, meg nem fagyott talaj; 6 = zavartalan kőzet



homokok). A tömeges jégkiválások esetén a jég térfogata meghaladja a teljesen átitatott kőzetben foglalt víznek a térfogatát. A túltelítettség úgy jön létre, hogy a fagyás során az alul fekvő rétegek vízával gyarapszik a tömeges jégkiválás. Ilyen esetben szükséges, hogy az altalaj vízben gazdag legyen.

TRICART (1950) szerint hajszálcsovésség, SCHENK (1955) szerint viszont az ozmózis útján jut a víz a jégkiválás helyeire. Ezek szerint könnyebb a jégkiválás abban az esetben, ha nincs állandóan fagyott talaj, vagy ez mélyen helyezkedik el. BESKOW (1930) szerint a túltelítettségnek fizikai határai vannak. Valamennyi kőzet, amelyben a fagyás jégkiválással megy végbe, elérheti a jéggel való túltelítettséget, ha a vízellátás feltételei kedvezőek.

A folyamatnak nagyon fontos jelentősége van, mert ez irányítja a talajfagyás geomorfológiai tevékenységét. Ha a hőmérséklet évszakos változásai mélyebben hatolnak le a talajba, mint a fagy, akkor évszakos (szezónális) vagy éjjeli fagy előfordulással van dolgunk.

Viszont ha a hőmérséklet évszakos változásai kevésbé mélyen hatolnak le, mint a fagy, akkor a nyári felengedés hatása bizonyos mélységben már nem érezhető, s állandóan fagyott talaj keletkezik.

A fagyott talaj vízszintes és függőleges eloszlását nagyon bonyolulttá teszi az a körülmény, hogy a nyári felolvadás mélysége gyakran nagyobb, mint a rákövetkező télfagybehatása a talajra. Ilyen esetben fagyott talajsíntek és lágy talajsíntek váltakozhatnak egymással az állandóan fagyott talaj felszínén. Az állandóanfagyott talaj mélységbe való lehatolása elég különböző. Pl. a Medve-szigeteken eléri a 100 m-t, a Spitzbergákon leszáll 150–300 m-ig, míg a lágy talaj vastagsága 0,8–1 m-ig hatol. Az Új-szibériai-szigeteken a talajfagy 400 m-ig száll alá, míg a lágy talaj 30–60 cm vastag. Az állandóan fagyott talaj rétegzettség, megszakítottasága lágy talajokkal jelzi a korábbi klimatikus ingadozásokat. Ilyen esetekben előfordulhat az altalajban a fagyott és nem fagyott rétegek sokszoros váltakozása (92. ábra).

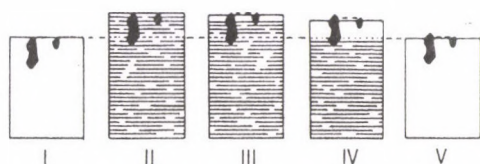
Az állandóan fagyott talaj tartós fennmaradását elősegítik az agyagos kőzetek, amelyekben a túltelítettség folytán vastag jégfelhalmozódások figyelhetők meg. Ugyanakkor az állandóan fagyott talaj szintjének lehatolását elősegíti, ha a természetes növényzet elpusztul.

A talaj megfagyása nagyon bonyolult folyamat, és még kevésbé ismert. A talajfagy eredete éghajlati jelenségekben gyökerezik, de nem pontosan követi azok hatását, van bizonyos sajátos hőhőztartása, a jelenlegi klimatikus folyamatokkal szemben, és részben geológiai tényezők irányítása alatt áll.

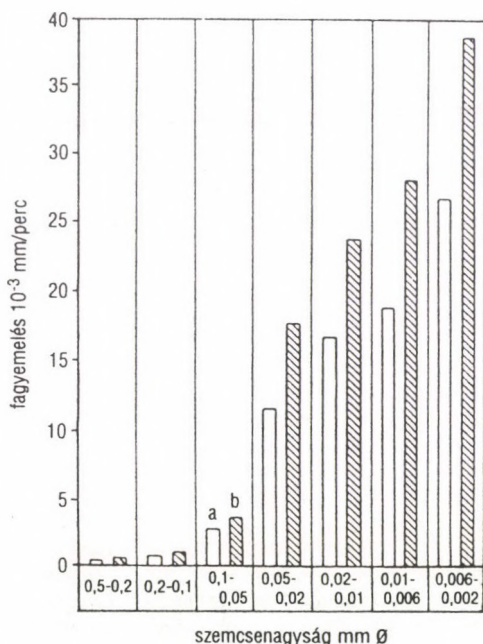
A talajfagy tanulmányozása, az őstalajfagy ezek szerint hasonló tájékoztatást tud nyújtani a hajdani klimatikus viszonyokról, mint a kriopedológia.

## 11. A fagyemelés

A fagyemelés a fagyás alatt álló réteg víznek szaporodása és a víznek jéggé való változása



93. ábra. Egyes kőzetdarabok felfagyásának vázlata  
(A csíkozott rész fagyott talaj)



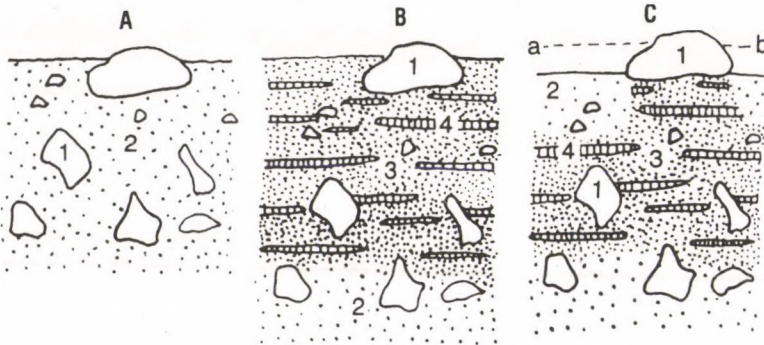
94. ábra. A fagyemelés mértéke 0,5–0,002 mm Ø szemnagyság esetén, –10° (a) és –15° (b) hőmérsékleten. DÜCKER (1953) szerint

következménye. A fagyemelés lehetősége a finom szemcsézettességű anyag jelenlétével növekszik, sőt annak jelenléte nélkülözhetetlen. A fagyemelés mindig nagyobb, mint a talajban levő víznek jéggé való átalakulása során beálló kiterjedése. A fagyemelés nagyságát egyrészt a talajban levő vízmennyiség fagyása során beálló, kerekén 9%-os tömegnövekedés, másrészt a fagyás folyamán a fagyfronthoz beáramló víztömegnek, ill. az összvízmennyiségnek a fagyása révén bekövetkező tömegnagyobbodás határozza meg (SCHENK, 1955) (93., 94., 95. ábra).

## 12. A fagyássebesség

*Lassú fagyás* alkalmával kevés kristályos jégmag képződik. A lassan növekvő jégkristályok a talajrészecskéket eltolják maguktól, azokat nem építik be a kristályrácsba. Ez oldalt, főként vízszintes irányban növekedő jégkristályok, jéglencsék és jéglapok képződésére vezet.

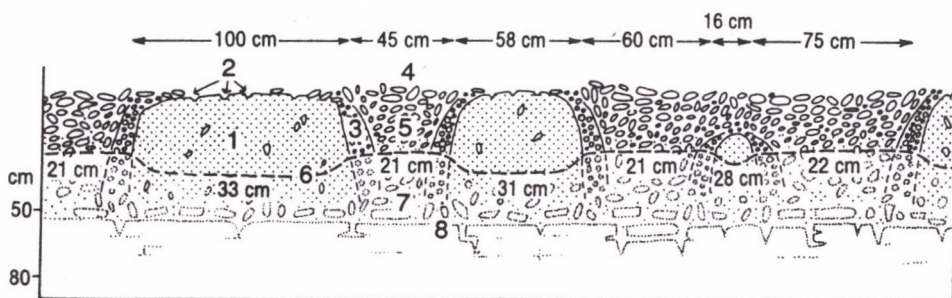
*Gyors fagyás esetén* viszont számtalan kis kristályosodó mag képződik. Ilyenkor a talajrészecskékkel együtt vonódnak be. Így keletkezik a tömör vagy homogén fagyott talaj a rétegzett vagy inhomogén fagyott talajjal ellentétben. Ezért a nagyon alacsony hőmérsékleten a legfagyveszélyesebb talajokban jéggrétegek nem alakulhatnak ki (98. ábra). Ennek az a magyarázata, hogy a vízutánpótlás a növekvő kristályosodással – a jégkristályok gyors növekedése következtében – nem képes lépést tartani.



95. ábra. A fagy hatására bekövetkező egyenlőtlen felemelkedés mechanizmusa TRICART (1950) szerint

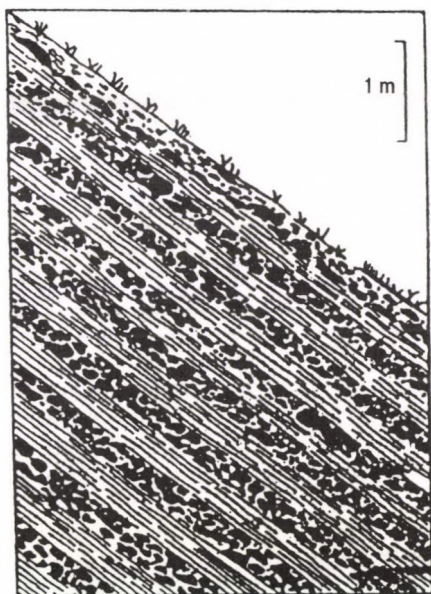
A = törmelék-talaj a fagyás előtt. A finom elemek bővében vannak; B = ugyanez egy bizonyos fagy-periódus után. A talaj finom része erősen megdagadt a jég-kiválás hatása alatt. 33%-os lineáris megdagadást tételeztünk fel, ami elég szerény. A megdagadás hatása alatt a talaj felső része felemelkedett és ennek folytán nem esik össze azzal a helyzettel, amelyet a fagyás előtt elfoglalt; C = Ugyanaz az engedés kezdete után, az a—b szaggatott vonal jelzi a talaj felszínének helyzetét az olvadás kezdete előtt. 2-ben a fagykiengedés gyorsan terjedt a finom anyagokban, amelyek a felszínre bukkannak. A kiengedés következtében a jégkiválások eltűntek a felszínről és a talaj elvesztette azt a 33%-nyi térfogat többletet, amit a fagyáskor nyert. A felszín ezért süllyed. Ellenben 1-ben, a kő alatt, a talaj védve van az olvadás ellen és egy kissé hosszabb ideig marad fagyottan úgy, hogy a kő kiemelkedik a környezetéből. A fagy és a felengedés váltokozása a követ elvégre felemelte. Amikor a felengedés érvényesülni fog az 1 számú kő alatt, akkor ez oldalt fog végbemenni és az ebből származó térfogatvesztiséget azonnal be fogja tölteni a szolifluidális halmazállapotban lévő szomszédos talaj oldalsó elmozdulása. E mechanizmus kifejlődése feltételez: olyan köveket, amelyek kevésbé jó hővezetők mint a talaj; a fagyás alkalmával a talaj teteje felé irányuló megdagadást. Ezt a jelenséget elősegítheti az, ha a talaj összenyomhatatlan, szálaban álló kőzet, vagy hasonló természetű merzlotán (állandóan fagyott talajon) nyugszik. 1 = kövek; 2 = a talaj finom része; 3 = a talaj megfagyott része; 4 = jégkiválások





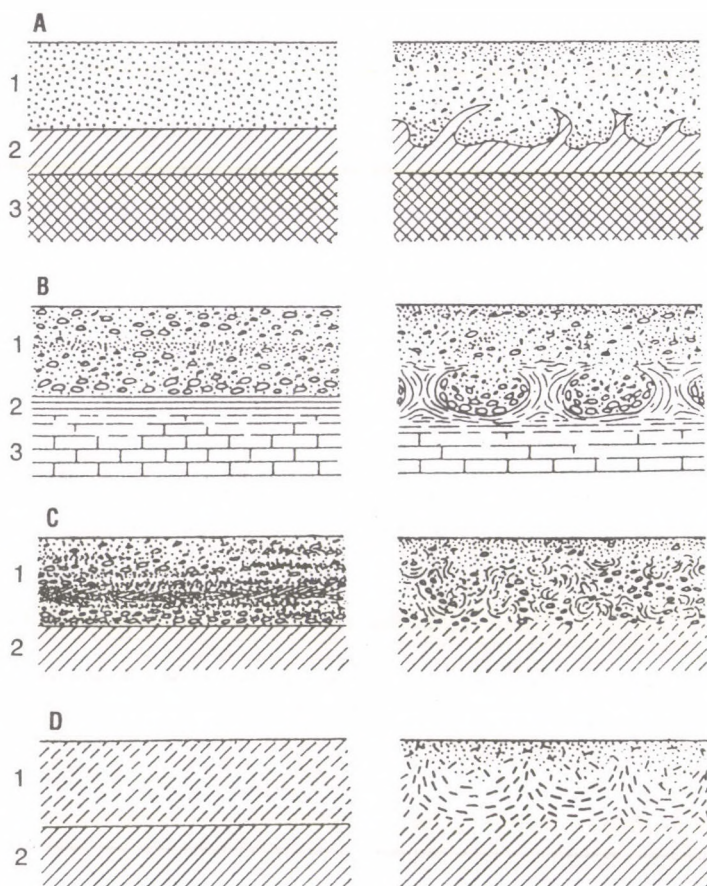
96. ábra. Típusos jelenkori krioturbáció a Délkelet-Spitzbergákon 78° 16' É. sz. 21° 10' K. h. (BÜDEL után 1960)

1 = finomföldmag, iszapkúp (krio-vulkán); 2 = az iszapkúp felszínén kis szerkezeti hálózat mélyedései, miniatűr olvadékvíz barázdák; 3 = az iszapkúp aprókavicsból álló köpenye (10–18 cm); 4 = felszíni durva kötőanyag – Steinpflaster; 5 = a kövező mélyebb szintje kisebb kövekkel, ívesen települt. A finom anyag hiányzik; 6 = az állandóan fagyott talaj felszíne a nyár végén (éveken át a legmélyebb helyzete); 7 = a szálban álló kőzet fölött gyengén rétegzett törmelék feltételezett zónája. Az állandóan fagyott talaj tartozéka; 8 = a szálban álló kőzet felszíne (kemény triász rétegzett homokkő)



97. ábra. Rendezett lejtőtörmelék. A mészkő törmelék-lejtő a Rhône jelenlegi völgyfenekének feltöltése alá szállt le. TRICART (1950) szerint.

A durva rétegecskék általában 5–10 cm Ø kövekből állnak és hézagosan illeszkednek össze. A finom üledékből mészlisztt, apró homok, 1 cm-nél nem nagyobb Ø törmelék réteglapok váltakoznak a durvább szemcsékből álló rétegekkel. A rétegződés a jelenlegi lejtővel párhuzamosan hajlik. A lerakódás vastagsága az említett helyen meghaladja a 30 m-t és a lejtős törmelék dőlése kb. 30°



98. ábra. A jég réteg nélküli krioturbációs szövetek sematikus típusai J. SEKYRA (1960) szerint

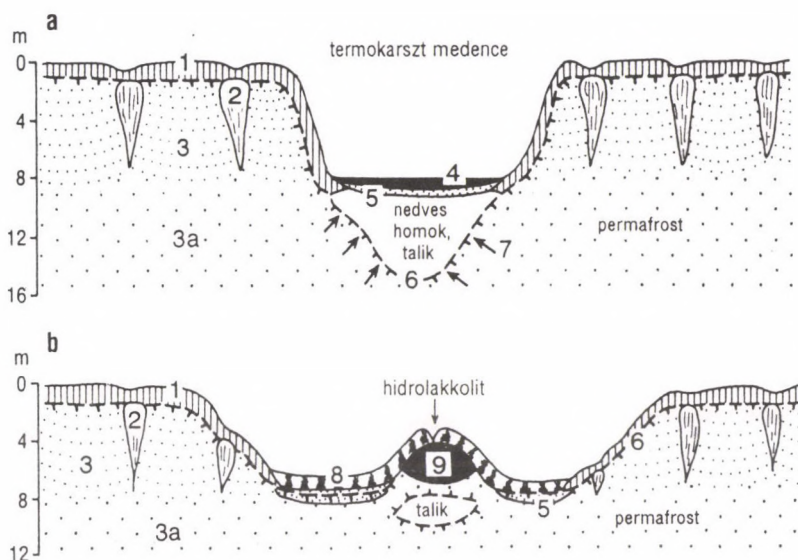
A bal oszlop a fagyhatás előtti állapotot mutatja. A = a (nagyobbrészt homokosabb) fedőbe felvonszolt agyagos föld: 1 = agyagos (vályogos) homok; 2 = agyagos allúvium; 3 = tömör (kompakt) kőzet. B = agyagos földtáskák által bezárt nem fagyveszélyes kavicsos homok göcök (fagypoharak): 1 = kavicsos homok; 2 = agyagos allúvium; 3 = tömör (kompakt) kőzet. C = teljes vastagságban átforgatott kavics-, homok- és agyagrétegek: 1 = kavicsos homok; 2 = sziklás aljzat. D = a girlandformába gyűrődött allúvium: 1 = törmelékeny allúvium; 2 = tömör (kompakt) kőzet

### 13. Hidrolakkolit, jég-lakkolit

Az állandóan fagyott talaj zónájában a finomabb szemcseösszetételű üledékes kőzetekben, a felszín alatt nem nagy mélységben jégkiválások (lencsés és réteges) folyamata játszódik le. A felszín felső rétegében foltszerűen történő jégkiválások, jég-lakkolitok hatására kisebb-nagyobb földkidayadások következnek be. A felszín közeli jég-lakkolit formákat rendszerint tőzeg borítja, mely megőrzi az állandóan fagyott talajt. E



jelenségnek különböző területeken más-más helyi nevük van: *palzák*, *pingók*, *bulgunnyak*, *jeges tőzeghalmok* (90., 91., 92. kép). Ha a halomban a jég rétegek gyors növekedése miatt az összefüggő növénytakaró szétszakad, akkor a nyári olvadás mélyen behatol a jég lencsés tőzeghalom belsejébe. A hasadások mentén a tőzeghalom teteje kráterszerűen kitépődik és pusztulásnak indul. A halom összeomlása a közepében levő jégnek fokozatos elolvadása következtében megy végbe. A pusztulás végső stádiumában a halom szélein körkörös párna marad vissza, mely pocsolját vesz körül. Végül a tőzeghalom párnái krioturbáció folytán a mélyedések betöltését is eredményezik. Az átalakulás eredményeként egy lapos fenekű tócsa marad hátra, melyet nem borít növényzet. Több kutató szerint a hidrolakkolitek fejlődése nyitott és zárt rendszerű ciklusos, ritmikus stádiumokon megy keresztül. Az összeomlott hidrolakkolitek helyén a mocsárban vagy a tóban új hidrolakkolitek keletkezhet (99a., b. ábra). Ilyen esetben a talaj felszíni rétegei erősen zavartak lesznek.



99. ábra. Jéglakkolitek képződés termokarsztos mélyedésben (Jakutia, Közép-Szibéria)

a. Tó állapot a termokarszt fenekén. 1 = aktív réteg; 2 = jég; 3 = silt 50% térfogatot képez benne a jég lencse; 3a = homok; 4 = termokarszt tó, télen fenéki befagy; 5 = tavi üledék; 6 = állandóan fagyott talaj felszíne; 7 = a permafrost nyomása a talikra

b. Tőzeggel fedett jéglakkolitek állapot. 1 = aktív réteg; 2 = jég; 3 = silt 50% térfogatot képez benne a jég lencse; 3a = homok; 5 = tavi üledék; 6 = állandóan fagyott talaj felszíne; 8 = tőzeg; 9 = jégtest, amely a talajvíz feltörése és hirtelen megfagyása során keletkezett a talikból kipereszt vízből

## 14. Az állandóan fagyott talaj

### Az Ural-hegység és a Nyugat-Szibériai-alföld határvidékén

Az állandóan fagyott talajnak azon területi típusait kívánjuk itt ismertetni, amelyek az állandóan fagyott talaj D-i határvonalában figyelhetők meg napjainkban. Az uralkodó klímátípus pedig erősen kontinentális. Az ilyen viszonyokra legalkalmasabbnak mutatkozott az Ural-hegység és a Nyugat-Szibériai alföld határvidéke, az Ob alsó folyásának bal partján az Ész. 61. és 67. foka között, továbbá az Észak-Ural szubpoláris és poláris K-i lejtőjén. Itt az állandóan fagyott talaj nem összefüggő. Sőt, a D-i és DNY-i fekvésű lejtőkön nincs is állandóan fagyott talaj. Ez rendszerint hegyi teraszokon, a hágók lapos részein figyelhető meg, ahonnan a szél a hótakarót elfújja.

A megfigyelések szerint a Nyugat-Szibériai-alföld ÉNy-i részén a kriolakkolitos tőzeghalmos vidék nagy kiterjedésű. Az Ural K-i peremén olyan helyeken nyomul le D-re az állandóan fagyott talaj, ahol a mélyedésekben tavas mocsarak terpeszkednek. Az agyag és vályog talajokon, továbbá a tőzeghalmok területén az állandóan fagyott talaj egészen az Ész. 61. fokáig lenyúlik.

POPOV az állandóan fagyott talaj területét ezen a vidéken a következő zónákra és alzónákra osztja:

*Az Északi fagyos zóna*

I. Tundrás alzóna: Az állandóan fagyott talaj itt teljesen összefüggő, vastagsága meghaladja a 100 m-t. A fagyott föld hőmérséklete  $-3^{\circ}$  és ennél alacsonyabb.

II. Erdős-tundrás alzóna: Az állandóan fagyott talaj majdnem teljesen uralja a területet. Vastagsága 50–100 m. A hőmérséklet  $-3$ – $-1^{\circ}\text{C}$ .

*A Déli fagyos zóna*

III. Északi tajgás alzóna: Az állandó talajfagy szigetszerűen terjed el a tőzeghalmokban, de a tajga alatti ásványi talajokban gyakran már nem található meg. A homoktalajokban, az erdőtüzek helyén és azokon a területeken, ahol az erdőt kiirtották, a talajfagy vastagsága nem haladja meg a 15–20 m-t. A hőmérséklet közel van a  $0^{\circ}$ -hoz, a tőzeghalmos kriolakkolitokban  $-2^{\circ}$ -ig terjed.

IV. Tőzeghalmos alzóna: Az állandó talajfagy csak a tőzeghalmokban szigetszerűen található meg, vastagsága 15–20 m, a hőmérséklete  $0^{\circ}$  körül mozog.

V. A nyáron át is megmaradó, csupán elszórtan elhelyezkedő állandóan fagyott talaj alzónája: ez kis területeken, foltokban fordul elő, a fagy megmaradását csak igen kedvező geológiai–geográfiai feltételek teszik lehetővé.

A Nyugat-Szibériai-alföld ÉNy-i részén a talajfagy felső szintjének mélysége, vagyis a szezonaltalaj vastagsága D-ről É felé haladva csökken. A felolvadás és a téli megfagyás mélysége a talaj közzetani viszonyaitól, összetételétől, a hórétteg vastagságától, a növénytakarótól, a tőzegrétteg vastagságától, a folyók és tavak közelségétől függ. Így pl. 0,5 m vastag tőzeg már elegendő ahhoz, hogy megvédje az alatta fekvő rétegeket a nyári felolvadástól.

Ha a felszínt csak vékony tőzegrétteg fedi, akkor az állandóan fagyott talaj 1,2-szeresen mélyebben fekszik, továbbá a tőzeggel borított fagyott talajon, ha ez vékony és alatta agyag fekszik, 2–2,5-szeresen mélyebben van az állandóan fagyott talaj felszíne. A tőzeghalmok közötti elmocsarasodott pocsolyákban ez a réteg 5–6-szorosan fekszik mélyebben, mint a tőzeghalmokon.

Pl. a tőzeghalmokon a fagyott réteg augusztus elején 45–50 cm mélységben van; míg a folyópart közelében ugyanebben az időben homokos–kavicsos talajon a fagyott réteg már csak 2,2 m mélységben volt megtalálható.

A Tanju folyó középső szakaszán, az árterület feletti első teraszban, vékony tőzeg alatt augusztusban a fagyott felszín 65 cm mélyen táruult fel. A vizes, mocsaras terület vastag tőzeghalmaiban a fagyott réteg 3 m-nél mélyebben található meg. Máshol a talajfagy tőzeges területeken augusztus elején, szeptemberben 40–50 cm, ásványi talajokon pedig 1,5–2 m volt.

Az Ural-hegység szubpoláris részein a talajfagy felső szintje ugyancsak nagymértékű ingadozást mutat, néhány cm-től néhány m mélységig.



Ily módon a helyszíni geográfiai viszonyoktól függően az állandóan fagyott talaj felső szintje nagymértékű ingadozást mutat.

A Nyugat-Szibériai-alföld urali részén az állandóan fagyott talaj a degradáció stádiumában van. Ez megnyilvánul a talajjég olvadásában és a felszín szabályos bemélyedéseiben. Mindenütt láthatók az olvadás következtében létrejött tölcésrétek, termokarsztos tavak. Ezek a korábbi kiemelkedés helyén keletkeztek. A talajfagy degradációjáról tanúskodnak a nagyobb kiterjedésű, tekónyszerű mélyedések, továbbá egyes helyeken a fagyott rétegeknek csupán nagyobb mélységben való észlelése.

Az állandó talajfagy degregációs jelenségei különösen jól megfigyelhetők a nyugat-szibériai fagyott talajok D-i övezetében. Ezen a vidéken az állandó talajfagy felszíne rendszerint az évszakosan megfagyó rétegeknél mélyebben fekszik. Minden jel arra mutat, hogy a közelmúltban a fagyott talaj nagyobb területet foglalt el és hogy korunkban az éghajlati viszonyok következtében az állandóan fagyott talaj É felé visszahúzódik.

A tőzeghalmok (hidrolakkolitok) erős pusztulását lehet tapasztalni, s ez a folyamat É-ről D felé haladva egyre erősebbé válik. A kutatások során végzett feltárások alkalmával ritkán találtak olyan halmokat, amelyek valamilyen módon nem mutatták volna a pusztulás jeleit (POPOV 1953).

A tőzeges területet szabályos tölcésrészű mélyedések – termokarsztok – szabdalják számos önálló halomra. A mélyedéseket gyakran víz tölti ki.

De a tőzeghalmos – termokarsztos – felszín jellege és a fagyott halmok méretei nagymértékben a talaj litológiai összetételétől függenek. Az agyagban gazdag talajban nagyméretű, meredek falu halmok, a homokos talajon, mely kevesebb jeget tartalmaz, alacsony, enyhe lejtőjű halmok találhatók. Nagyon tanulságos a mintegy 17 m mély feltárásban a jégrétegek 1–2 mm-től 20–25 cm vastagságig terjedő számos szintje, a jégréteg össztérfogata egy ilyen tőzeghalmos dombon meghaladja az együttes térfogat 50%-át, tehát a domb és az aljzatának több mint a fele vagy éppen a fele jég, s ez lencsésen helyezkedik el. Míg a tőzeghalom tetejére mélyesztett fúrásban a jég térfogata számos kis rétegben összesen mintegy 50%, addig a tőzeghalom melletti pocsolyás területen a jégréteg vastagsága kicsiny volt, nagyobb jégréteget nem találtak.

A fagyott réteg hőmérséklete 3,5 m mélységben 0° körül mozgott, míg a fagyott részt körülzáró föld hőmérséklete ugyanebben a mélységben –3° volt. A jégakkolitos tőzeghalom tetején a fagyott réteg 45 cm mélységben volt, míg a mocsaras–pocsolyás részen a fagyott réteg 3,5 m mélységben táruult fel.

A tőzeghalmok, amelyekben a vályogon kívül vályogos homok és homok is előfordul, kevesebb jégréteget tartalmaznak és a fagyott réteg hőmérséklete is magasabb.

A Kis-Ob bal partján az árterület feletti II. sz. teraszon a fagyott halmok magassága nem haladja meg a 3 m-t. A halmok és a mélyedések felszínét nagy tőzegzsombékok borítják.

A tőzeg és ásványtalaj a halom külső körvonalait követi. Ez egyik bizonyítéka annak, hogy a halmok duzzadási folyamatok következtében jöttek létre. A talajvíz megfagyásával járó fagyduzzadás az oka a felemelkedésüknek. A halmokban több tíz m mélységig jégrétegek, jég-lencsék tömkelege figyelhető meg. Ezek csupán a jégrétegek alulról történő fokozatos növekedése következtében képződhettek az állandóan fagyott talaj keletkezésével egyidőben, a mainál zordabb éghajlati viszonyok között. A talajvíz megfagyásakor létrejött térfogatnövekedés a következőket eredményezte: hidrolakkolitos kidudorodások, termokarsztos bemélyedések, az ásványi talaj és a tőzeg felső részének megduzzadása.

### *Periglaciális fosszilis termokarszt nyomok a Kárpát-medencében*

A fenti megfigyelési adatok arra a feltételezésre nyújtanak alapot, hogy hazánk területén, különösen az alföldek lapos, mocsaras–agyagos, iszapos árterek és hordalékkúpok felszínén tőzeghalmos hidrolakkolitok kialakulhattak az utolsó periglaciális hideg–száraz kontinentális klímaperiódusában. Területünk az állandóan fagyott talajnak – a periglaciális formák tanúbizonysága alapján – legalábbis a szélső D-i határán volt. Tehát, *ha az állandóan fagyott talaj nem is volt teljesen összefüggő a Kárpát-medencében a különböző litológiai viszonyok és a helyi morfológiai körülmények miatt, mégis az igen elterjedt vízenyős, iszapos–agyagos ártereken a sporadikus talajfagy elég nagy kiterjedésű lehetett.*

Ezek az ártereken a tőzeghalmos hidrolakkolitok feltételezésére a martfűi, hódmezővásárhelyi II. és III. sz., a mezőberényi téglagyárak és a hegyeshalmi kavicsbánya feltárásaiban található rétegdeformációk

formákból következtethetünk (14., 17. ábra). Az ott mutatkozó szabályos rétegzavarokat a jéglemezfelületek réteg-összenyomó hatásával lehetne legkönnyebben magyarázni.

### *Szezonálisan fagyott talaj (név szinonimák)*

*német irodalomban:*

Gefornis, Frostboden, Eisboden;

*angol irodalomban:*

frozen ground, frozen soil;

*orosz irodalomban:*

merzljij grunt, merzlota;

*lengyel irodalomban:*

zmarzlina;

*francia irodalomban:*

le sol gelé;

*cseh irodalomban:*

zmrzlá puda

### *Állandóan fagyott talaj (név szinonimák)*

*német irodalomban:*

Dauerfrostboden, ewiggefrorener Boden, ständiger-, ewiger-, dauernder Frostboden;

*angol irodalomban:*

permanently frozen ground, permanent ground frost, perpetually frozen ground,

perennially frozen ground, perpetually frozen subsoil;

*amerikai irodalomban:*

permafrost, pergelisol;

*francia irodalomban:*

couche perpétuellement gelée

*orosz irodalomban:*

vecsnojaja merzlota, uztojszivaja merzlota, mnogoletnyaja merzlota;

*lengyel irodalomban:*

wieczna zmarzlina, wieczna marzloc, grunt wiecznie przemarzly;

*svéd irodalomban:*

tjäle.

### *Lágy talaj*

Supragelisol (regelációs zóna, aktív zóna, molisol)

*orosz irodalomban:*

nadmerzlotnij sloj, nadmerzlotnij mnogoletnij talik, dejatyelnij szloj;

*lengyel irodalomban:*

dlugoletni talik nadzmarzlinowy;

*cseh irodalomban:*

molisol aktivni (ucinné), vrstvi mrzloti;

*német irodalomban:*

Auftautiefe, Auftauzone;

*angol irodalomban:*

active layer;

*francia irodalomban:*

zone soumise aux alternances saisonniere.



### *Tabetisol, talik szinonimái:*

nadmerzlotnij mnogoletnyi talik, tägliche Tjäle, diurnus gelisol, jahreszeitliche Gefornis, annules gelisol, diurni gelisol, kratkovremennaja iz sezonnaja merzlota, aggradation and degradation of permafrost.

### *Hidrolakkolit szinonimái:*

oroszban: podzemnaja, podpovcsennaja nalegy, bulgunnyak;  
németeknél: Eislakkolith, lappoknál: pals (pl. palsar);  
angolban: earth mounds;  
eszkimóknál: pingo (pingos).

## **15. Különbségek Közép-Európa fosszilis és a sarkvidék jelenlegi fagyjelenségei között**

A közepes szélességek fosszilis szoliflukciós és krioturbációs jelenségeinek megmagyarázására a földtani aktualizmus elvének merev alkalmazása nem vezet kielégítő célhoz. A földtani aktualizmus elvének eredeti értelmezése: feltételezni, hogy a földtani múltban mindig csak ugyanazok a folyamatok hatottak, mint jelenleg. Ez volt az oka, hogy az irodalomban túlzottan hangsúlyozták a fosszilis periglaciális és a jelenlegi periglaciális talajfagy formák hasonlóságát, s a két zóna formáit és folyamatait gyakran azonosították és az egyiket közvetlenül felhasználták a másik értelmezésére. Kétségtelen, hogy nagy vonásokban ez a hasonlóság fennáll. De az is tény, hogy részletesebb vizsgálódások után az alapvető hasonlóság keretein belül mégis szembetűnő különbségek mutatkoznak, melyekre mélyreható elemzéssel főként BÜDEL mutatott rá.

### *A sugárzásban mutatkozó éghajlati különbségek*

Közép-Európa pleisztocén periglaciális területein a glaciálisok során a besugárzásban a nyári napállás jóval nagyobb magassága a mai arktikus területekkel szemben lényeges geomorfológiai különbségekkel járt. Nem a sarki éjszaka és nappal féléves váltakozása volt a jellemző a kifagyás menetére (a Nap delelési magassága a 48. szélességi kör táján elérte a 65,5 °-nyi értéket). A mindig alacsonyan járó sarkvidéki Nap sugárzási ereje a kis beesési szög miatt jóval kisebb. Ennek a szoliflukciós és krioturbációs jelenségek mechanizmusára jelentős következménye van.

1. A hóolvadás a mai sarkvidékeken a nyári hónapok nagy részén vagy mindegyikén át tart, TRICART szerint június elejétől szeptember elejéig. Közép-Európában ez a folyamat a glaciálisokban előbb és főleg gyorsabban lezajlott, a nyár eleji időszakban (május–június). A hóolvadás, a fagyváltozékonyság időszaka, ami a szoliflukció és a folyók áradásait jelentősen befolyásolja, jelentékenyebb intenzitású. Az olvadákvizek gyorsabb lefutása a folyóvizek felszínalakító tevékenységét erősíti, ami biztosítja a szoliflukciós anyag eltávolítását a lejtők aljáról, továbbá a völgyszélesítéssel a lejtők ellankásodását hátráltatja; ennek következtében a szoliflukció erőteljesebb tevékenységét hosszabb ideig fenntartja, tehát a szoliflukció évi teljesítménye a sarkvidékiekhez viszonyítva erőteljesebb lesz. BÜDELnek ez a folyamatsora azonban annak ellenére, hogy Közép-Európára vonatkoztatja, mégis inkább a bővebb csapadékú, jelenleg is atlanti klíma erősebb behatása alatt álló német és francia területekre, tehát a mi értelmünkben vett nyugat-európai területekre érvényes. A jelenleg is kontinentálisabb Közép-Duna-medencében a hótakaró vastagsága lényegesen kisebb lehetett.

2. BÜDEL és TRICART adatai szerint a Spitzbergákon a talaj felolvadása 1959. augusztusában (BÜDEL) 20 és 67 cm között volt (96. ábra). TRICART adatai szerint 1–1,6 m a legnagyobb olvadási amplitúdó. Hasonló értékeket találunk SCHENK (1955a) munkájában is a Spitzbergákra vonatkozóan. A szovjet kutatók szerint Észak-Szibériában ez az érték még kisebb.

A hazai periglaciális szerkezeti talajok tanúsága szerint a legnagyobb olvadási behatolás 3–4 m körüli lehetett. Ez azonban bizonyos kőzetekhez (teraszkvicsokhoz) kötött. A kisebb porozitású homok- és agyagfelszíneken ez az érték 2–3 m.

3. A periglaciális Közép-Európában az erőteljesebb és mélyebbre hatolt olvadással együtt járt a gyorsabb víztelenedés. A felengedett talaj felsőbb rétege nyáron erősebben kiszáradt. Hogy a nyári csapadék kisebb volt-e, mint a Spitzbergákon, az nem bizonyos, a glaciálisokon belüli klímaperiódusokra nézve még vitás, de a nyári párolgás minden esetre lényegesen nagyobb lehetett. Ennek következménye az volt, hogy a nyár elején erőteljesen megindult talajfolyás később gyorsan lefékeződött. BÜDEL szerint az intenzívebb löszképződés tulajdonképpen a Würm eljegesedés maximumával köszöntött be, s oly erőssé vált, hogy a szoliflukció általános elterjedése a Würm első felére korlátozódott (BÜDEL 1953).

### *Expozíciós különbségek*

A völgyaszimmetriák képződése a közepes szélességeken jellemző magasabb napállás következtében erőteljesebb, s magasabb szélességek felé haladva ez a hatás egyre jobban gyengül és a 70. szélességi foktól a Sark felé az É-i és a D-i expozíciójú lejtők közötti különbségek rendkívül kicsinyek lesznek. A Nap alacsony állása és a horizont fölött való hosszú tartózkodása következtében az É-i expozíciójú lejtők is kapnak besugárzást.

### *Az interglaciális talajképződés hatása a periglaciális szoliflukcióra Közép-Európában*

A jelenkori periglaciális területek a pleisztocén során vastag jégtakaróval voltak beborítva, ill. a pleisztocénben (legalábbis a Würmben) Kelet-Szibéria és Alaszka területén nem volt ugyan jégtakaró, de a jelenkori mállás ott is csak fagyaprózta közettörmelékét talált.

*A sarkvidéki talajképződés minden melegebb klímaövétől alapvető vonásokban különbözik. A talajképződés elsősorban mechanikai aprózódással megy végbe, bár a kémiai mállás sem hiányzik teljesen. A fagy mechanikai aprózó hatása a kőzetek szétesését igen gyorsan előidézi, sokkal gyorsabb ez a folyamat, mint pl. a melegégövi sivatagok kőzetaprózódása. A Spitzbergákon szerzett tapasztalatok alapján a fagyaprózódás a finom homok és a köliszt szemnagyságokig terjed, de nem tovább. Ez azt jelenti, hogy a kizárólag fagy hatására keletkezett krioturbált talajok finom szemcserészlege kizárólag finomhomok és kőzetliszt frakciót tartalmaz. Az agyagos szemnagyság a két mikron alatt nagymértékben hiányzik. Hiányzanak a talajképződéssel keletkezett agyagásványok és hiányzik vagy igen alárendelt szerepet játszik a mészanyag oldódása a talajban.*

A sarkvidéki talajokba agyagásványok nagyobb mennyiségben csak úgy kerülnek, ha már az anyakőzetben megvoltak. Ennek az a következménye, hogy ezek a talajok kevésbé fagyveszélyeztetettek, mint a melegebb klímaövek talajai, mert hiányoznak belőlük azok a legfinomabb agyagos szemcsék, amelyek elektrooszmotikus úton (ozmózis útján) a legnagyobb vízmennyiséget képesek fagyáskor felvenni (SCHENK 1955b, TRICART 1956). SCHENK szerint ezek a mállástermékek különösen azokat az agyagásványokat nem tartalmazzák, amelyek elektrooszmotikus víztároló képességük következtében nem csak az egyes szemcsék felületén, hanem a kristályrácsban is tárolnak vizet (BAKKER 1958). A sarkvidéki talajok agyagásványokban való szegénysége csökkenti a talaj szolifluidális képességét, különösen a nyár előrehaladásával, amikor a talajnak a talaj- és kapilláris vízzel való átitatottsága lassanként megszűnik.



Ezzel ellentétben a közép-európai pleisztocén fagyhatás az egyes hideg glaciális időszakok kezdetén (így pl. a Würm elején) egészen más kiindulási helyzetet talált. A glaciális megelőző interglaciálisokban a talajok igen jelentős mértékű kémiai málláson mentek keresztül. A hajdani fosszilis talajok különösen az erdei talajok felhalmozódásszintjei gazdagok bemosódott agyagásványokban (agyagbemosódásos barna erdei talaj). Egyes kutatók szerint az interglaciálisokban a kémiai mállás igen előrehaladott volt, akárcsak a periglaciális időben (BAKKER 1958). Sok illit és montmorillonit is képződött. Tehát a fagy hatása e területeken nem csupasz sziklát vagy idősebb agyagszegény fagyótörmelék-takarót talált, hanem kémiailag vastagon mállott réteget, amely a krioturbációs és szoliflukciós jelenségek kapcsán összekeveredett az új hideg időszak fagyótörmelék-takarójával. Annak következtében pedig, hogy a közepes szélességeken igen nagy területen nagymennyiségű agyagásvány, illit és montmorillonit halmozódott fel (szemben a sarkvidék megfelelő képződményeivel), a szoliflukció intenzitási folyamata jelentős különbségeket mutat a sarkvidékiekkel szemben.

## 16. A periglaciális szerkezeti talajok osztályozása

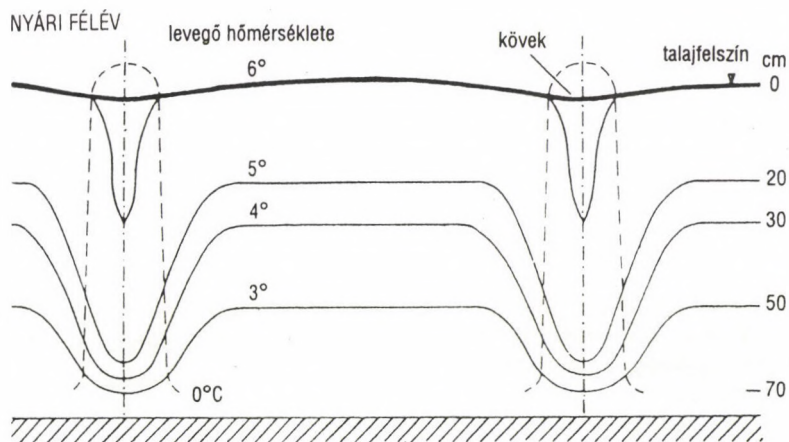
A periglaciális talajok genetikai osztályozása nehéz feladat. TRICART szerint előnyösebb a szerkezeti talajok osztályozását azok külső megjelenésére alapozni, tehát lényegében ideiglenes leíró osztályozás végezhető el.

### A) Mértani alakzatú talajok

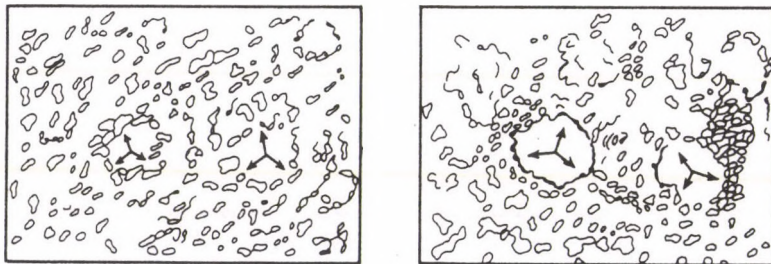
Ezeknek valamilyen mértani idomú szerkezetük, mintázatuk van. Erről kapták a különböző megnevezéseket is (Musterboden, Strukturboden stb.). Lehetnek zárt alakzatúak és nyílt alakzatúak.

1. Zárt alakzatúak pl. a földpoligonok, kőpoligonok, kőrózsák és a kőfészekek (100–101. ábra).

2. Nyílt alakzatú szerkezeti talajok mindig lejtőkön alakulnak ki. Pl. a poligonok a lejtőn sávosan barázdált talajokká alakulnak át (Streifenboden). Továbbá ide sorolják a lejtőre merőlegesen kiképződött gírlandokat is. Még nem ismerik jól a lejtőknek azokat a határértékeit, amelyek a zárt és a nyílt alakzatú mintástalajokat egymástól elválasztják. Ezek a határértékek bizonyos mértékig változnak a lejtő felépítő anyag típusa, kitétsége és a klíma szerint. CAILLEUX szerint a poligonok 2,5°-os lejtőtől kezdve átadják helyüket a sávosan barázdált talajoknak, melyek keresztmetszetben a poligonokra emlékeztetnek. G. H. RICHMOND szerint



100. ábra. Poligonális talajok szelvényeinek izotermái júliusban a Spitzbergákon. V. ROMANOVSKY nyomán (1940)



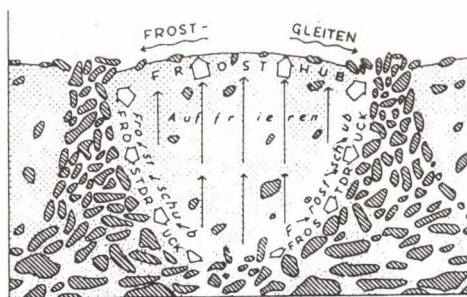
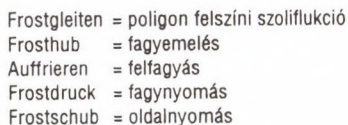
101. ábra. Normális poligon kialakulása

A fagy hatásának érvényesülése az egyenlőtlen szemeloszlású feltalajban, amelyben durva kötőrmelék található. Balra: a kezdeti állapot. A nyilak azokat a finom részecskékből álló szigeteket jelzik, amelyek a polygonok központjaivá válnak úgy, hogy ezek a szigetcskéik megdagadnak és oldalvást szorítják vissza a szomszédos kavicsokat. Jobbra: az utólagos állapot. A finom anyagú szigetcskéik megnövekednek és viszonylagos kőkiválás ment végbe a széleken

4° és 15° között jönnek létre a nyílt alakzatú talajfagyformák. A kérdés azonban a pleisztocénben eljegesedett periglaciális területekre vonatkozóan még nem eléggé tisztázott.

B) Mértani alakzatot nem mutató szerkezeti talajok

Ezeknek elrendezett szerkezeti elemeik nincsenek. Ilyenek: a *thufurok* (tőzeg [99. ábra, 91. kép] vagy kőpárnák), a *hidrolakkolitos* különböző megjelenési formái (pingók, palzák [92. kép], tundrahalmok) *kőmezők*, *kőtengerek*, *kőfolyások*, *lejtőtörmelékek*. Ez utóbbiak lehetnek a lejtőn rétegesen elrendezett és alaktalan lejtőtörmelékek (97. ábra).



102. ábra. A közép-európai pleisztocén poligon üstjének sematikus vázlata (BÜDEL 1960)

Az egyes alapfolyamatok mozgásirányát már osztályozott fagyott talajban szemlélteni. A vastag fehér nyílak a finom anyag kiterjedését és a nyomás irányát mutatják a tél kezdetén. A vékony fekete nyílak a nagyobb kődarabok eltolódásának irányát jelzik a nyári olvadás és a regelációs periódusban



A) A gyakoribb mértani alakzatú talajok megnevezése (J. SEKYRA 1960 nyomán)

**Fagyékek** (89. kép)

német irodalomban:

Lehmkeilen, Spitzlöchern, Stiche, Kontraktionrisse, Eiskeile, Eiskeilspalten, Keil-Frostspalten, Loesskeile, Lehmkeile (87. kép);

angol irodalomban:

ice wedges, ground ice wedges, wedge shaped veins, gravel or soil wedges;

orosz irodalomban:

legyanije klinja, klinovidnije trescsini, klinja lida (1c. kép);

lengyel irodalomban:

kliny lodowe, kliny morozowe, kliny zmarzlinowe;

francia irodalomban:

fentes en coin.

**Zsákos talajok** (98. ábra)

német irodalomban:

Brodelböden, Würgeboden, Taschenboden, kryoturbate Böden, Brodelkessel

angol irodalomban:

involution, involution layers, festoons, congeliturbation

francia irodalomban:

sols plissés a sols infectés;

lengyel irodalomban:

inwolucja, strefa inwolucyjna, struktury inwolucyjne.

**Poligonális talaj, poligonális tundra, köves poligon, földpoligon** (8–10. kép)

német irodalomban:

Polygonalboden, Polygonboden, Steinnetzwerk, Steinnetzböden, Steinringen, Frostmusterboden, Steinnetze, Steinkränze, Steinpolygone;

angol irodalomban:

stone polygons, polygonal network, polygonal markings, polygonal nets, stone – centered polygons, polygonal surface markings, stone rings;

lengyel irodalomban:

gleby polygonalce;

orosz irodalomban:

polygonalnije tekszturnije grunti, kamennije mnogougolniki, tetragonalnije grunti;

francia irodalomban:

les sols polygonaux, polygones de pierres, les polygones de cryoturbation, cercles de pierres;

norvég irodalomban:

rutmark, jurdbunsis;

svéd irodalomban:

polygonmarkes;

B) Mértani alakzatot nem mutató szerkezeti talajok (TROLL, 1944 szerint)

Rasenhügel, Thufur (Island), Karterböden (Észak-Skandinávia), Erdhügel, Bultenböden (Alpokban és a Német-középhegységben), Zwergtorfhügelmoore (Központi-Alpok), Torfhügel, palsák (tundrákon), Aufeishügel, tundrahalmok (Szibériában), Fliesser dewülste, Rasenhügelböden, Hügelböden, Buckelböden, Höcker-Mikrorelief, bugrű, buttes gazonnées, reseau de buttes (99. ábra, 91., 92. kép).

### C) Szerkezeti talajok a lejtőn

Girlandböden, Erdgirlandböden, Girlandenböden, Fließerdeformen, Feinerde-Girlandenböden, Blockgirlanden, Steingirlanden, Erdgirlanden, Steinstreifenboden, Steinstreifen, Steingirlanden, Fließerdewülste, gradins, suoli di terra a gradinata.

#### 17. Konvekciós áramlás a szezonálisan fagyott talaj felolvadása során

A fagyás és az olvadás tevékenységet a talajban a víz sajátos fizikai tulajdonságai irányítják. A víz sűrűsége szilárd halmazállapotban kisebb, mint folyékony halmazállapotban. Ennek következtében a folyékony halmazállapotból a szilárd halmazállapotba való átmenet a térfogat hirtelen megnövekedésével jár. Ennek mértéke 4%. A térfogatváltozás akkora nyomást fejt ki, hogy eléri a  $2040 \text{ kg/cm}^2$  elméleti számot. Ez a nyomás ugyan nem érvényesül teljes mértékben, de a gyakorlatban is hatalmas erőt fejt ki. A víznek fontos tulajdonsága, hogy legsűrűbb  $4^\circ\text{C}$ -nál. Úgyhogy  $0^\circ$  és  $4^\circ$  között a víz könnyebb, mint  $4^\circ\text{C}$ -on, ill.  $4^\circ\text{C}$  fölött újra kisebb a fajsúlya.

Az olvadás a talaj felső rétegeiben felülről lefelé megy végbe, ezért a talajban konvekciós vízmozgások keletkeznek. E mozgások akkor érik el tetőpontjukat, amikor a felszíni hőmérséklet  $4^\circ\text{C}$  körül van. A megolvadt lágy talaj alsó része érintkezik az olvadásban levő állandóan fagyott talajjal, melynek hőmérséklete  $0^\circ$  körül van. Ezáltal a felszínen levő  $4^\circ\text{C}$ -os nagyobb fajsúlyú víz lefelé mozog, az olvadó talaj felszínén könnyebbé válik, mivel lehül, s ezért ismét a felszín felé emelkedik. Ez a felszín felé emelkedő  $0^\circ$ -os víz a felszínen hőtani egyensúlyba kerül a környezetével és újra felmelegszik  $4^\circ\text{C}$ -ra. Ekkor ismét eléri sűrűségi maximumát és újra leszállva megint érintkezésbe jut a fagyott talajjal, amelynek megolvasztása közben megint lehül. Amikor azután a víz hőmérséklete a felszínen  $4^\circ\text{C}$  fölé emelkedik, a jelenségek bonyolódnak; azért, mert a sűrűség maximuma egy közbenső szintben áll be (100. ábra).

#### 18. Polygon képződése konvekciós mozgásokkal

Amikor a talaj szolifluidális halmazállapotban van, akkor ennek következtében nagyon hajlamos helyváltoztatásra. Ilyenkor könnyen engedelmeskedik a ráható „gravitációs” és más erőknek. Egyesek szerint különösen hajlamos a talaj konvekciós mozgásra. GRIPP szerint a Spitzbergákon a sokszögű talajokat szintén a konvekciós mozgások alakítják ki. ROMANOVSKIJ hasonló véleményen van és elméletét laboratóriumi kísérletekkel is igyekezett igazolni (100. ábra). Ugyancsak konvekciós mozgásokat idézhetnek elő a sáznak azok a sűrűségi különbségei, amelyek a benne lebegő anyagok, kőzetdarabok, murvák stb., továbbá a Grönlandban megfigyelt gázbuborékok kisebb-nagyobb mennyiségéből származnak (CAILLEUX hipotézise). TRICART lehetségesnek tartja, hogy ezek a konvekciós mozgások szerepet játszanak a bizonyos sokszögű talajok kialakulásában. Szerinte elméletileg ahhoz, hogy a talajokban konvekciós folyamatok jöjjenek létre, a lágy talajban a víztartalomnak 60%-ot kell elérnie.

#### 19. Polygonképződés fagynyomás hatására

A polygonok keletkezését magyarázó elgondolások közé tartozik a fagy oldalsó nyomása (Frostschubtheorie, Seitlichefrostversetzung). (Ennek az elméletnek legújabb változatát CONRAD fogalmazta meg [101.



ábra]). Eszerint a fagyáskor a talaj finom részeinek feldagadása elmozdítja a köveket, nem csak alulról felfelé, hanem oldalra is, centrifugális módon. Ez a folyamat az anyagok osztályozásához vezet. Oldalra tömöríti a durvább törmelékét (102. ábra).

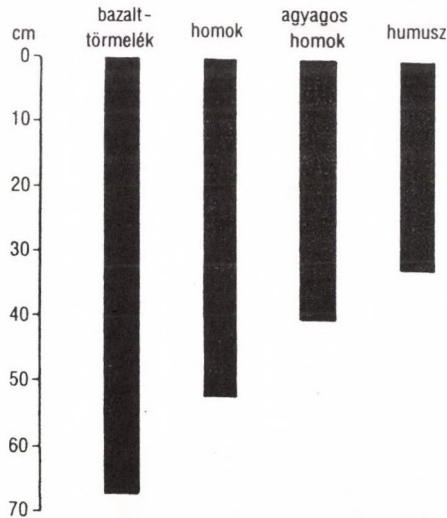
TRICART, SCHENK és mások a poligonképződésre ezt az elméletet tartják az egyik legelfogadhatóbbnak. Ez adna magyarázatot a poligonok keresztmetszetében megfigyelhető anyag-elrendeződésre.

A talaj dagadása következtében a finom tömegben lévő durva kavicsok fölfelé haladnak és ha felszínre érnek, ott tovább aprózódnak. Ha a poligon szélei felé haladnak, leggyorsabban azok a darabok érnek oda, amelyek ágaskodó helyzetben vannak, mert így merőlegese az elmozdító erők irányára.

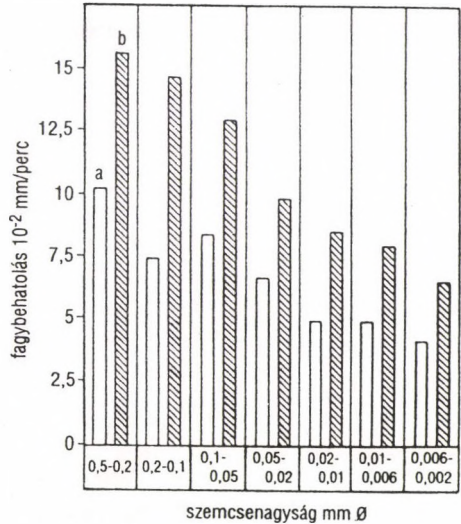
Amint egyszer elkezdődött a folyamat, az magától továbbfejlődik. Minél inkább előrehaladt a kiválogatódás, annál terjedelmesebb a finom tömeg a poligon közepén, annál erősebb a fagyás folytán előállott feldagadás és vízfelszívás. A túlságosan kicsiny halmazok kevésbé behatóan működnek, mint a nagyobbak. A köveket kiválogató centrifugális erő kisebb, és peremük hátrál a szomszédos nagyobb poligonok nyomása alatt. Végül a kicsinyek beleolvadnak a nagyobbakba (17. kép).

## 20. A poligonszerkezet képződésének elve SCHENK szerint

A poláris és szubpoláris területeken a törmelékes talaj osztályozásának meghatározó tényezői a *felfagyás*, a *fagyemelés* és a felemelt talajfolton az adott kis lejtőszakaszon *működő szoliflukció*. SCHENK szerint az arktikus vidékeken ugyan nincs akkora jelentősége a jégrost (Kammeis) képződésnek, mint a trópusi magashegységekben, azonban a jégretek, jégoszlopok emelő hatását itt sem szabad lebecsülni. Ez utóbbiak is a lehűlés felületére merőlegesen növekednek, a jégkristályok függőleges szerkezetűek, egyenetlen felszínén viszont a felszín kisebb lejtősségét követik. A szerkezetek kialakulásában a talajfagyáskor fellépő függőleges fagyemelés és a feldudorodott talajfelszínén olvadáskor működésbe jövő szoliflukció mellett SCHENK az oldalozó fagyeltolódásnak



103. ábra. A fagybehatolás a különböző talajokba azonos körülmények esetén KREUTZ szerint, SCHENK (1955) idézete után

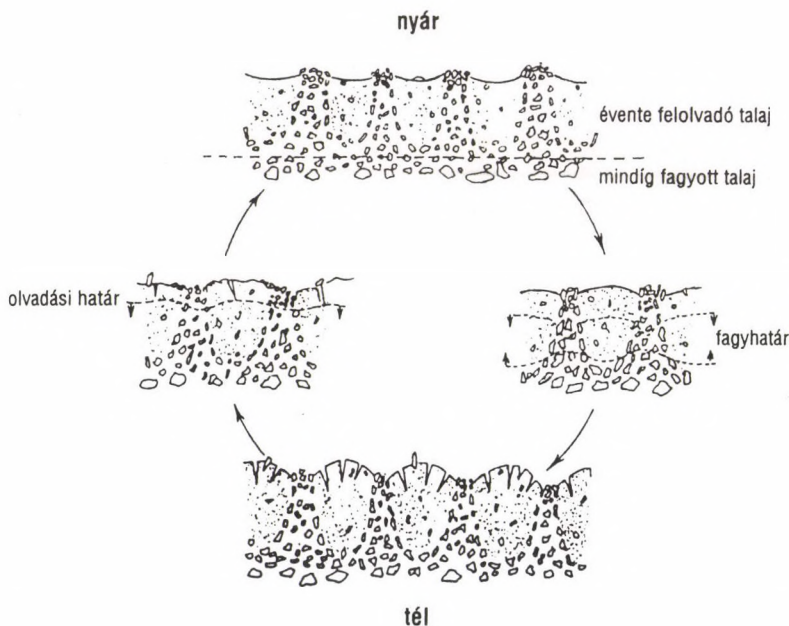


104. ábra. Azonos időegység alatt a fagybehatolás sebessége 0,5–0,002 mm szemnagyságú üledékekben –10° (a) és –15°C (b) hőmérsékleten DÜCKER szerint (1939)

(Seitliche Frostversetzung) alárendelt jelentőséget tulajdonít. Hatását abban látja, hogy a kőgyűrűben, a poligon sokszögű réshálózatában felhalmozódott köveket erősen összeszorítja és azokat gyakran élükre állítja.

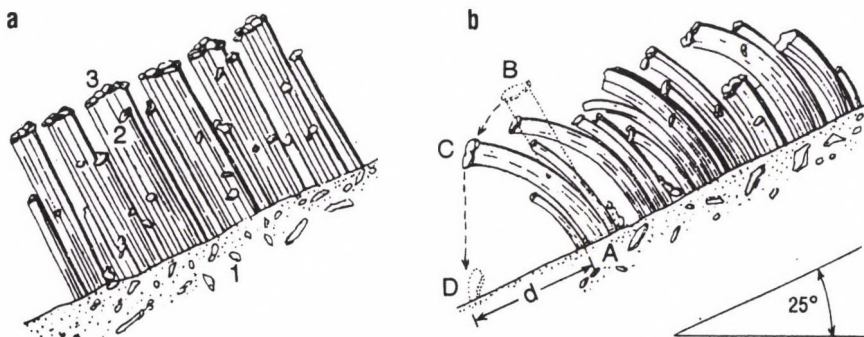
Az osztályozatlan kötőmelékes talajban a regeláció hatására a poligon-szerkezet azáltal jön létre, hogy a durvább alkotórészek – kövek, kavicsok – a fagyás fagyemelő folyamata következtében a finomabb anyagból „kifagynak”, a felszínre emelkednek, itt a különböző mértékben kiemelkedő – kidagadó – talajfelszínen felolvadás során kis szoliflukciós mozgással a kiemelkedések peremén kőgyűrűszerűen összehalmozódnak. Az újrafagyás esetén a kőgát övezetében a fagy gyorsabban terjeszkedik a mélység felé, mint a finom talajban (103., 104. ábra). A fagyfront a kőkoszorú zónájában mélyebbre hatol le, hullámos felszínű lesz (105. ábra). A fagyás során a hidratációs víz a fagyfront felé áramlik, a fagyfront mentén a vízben gazdag finom földmagból ozmotikusan odaáramló vízből jégvéresek, jéglapok képződnek. A fagyás során bekövetkező jégkristálynövekedés térfogatnövekedéssel jár, s mivel a kőkoszorú a finom talajmag alá nyúlik, azt körülnyalábolja, a finom anyagú mag púposan megemelkedik. A púpformát azonkívül a finom anyagú üstben végbemenő fagyás, jégkiválás még jobban felerősíti.

A fagyfrontok a fagyás során fokozatosan megközelítik egymást és a kőgátak felől az üst közepén még egy fagymentes lencsealakú övezetet hoznak létre. Ez az övezet vízszegény, mert a víz minden irányban felszívódott. Ennek a következménye, hogy az ozmotikus nyomáskülönbségek és a kristályosodás, valamint a fagymentes mag nyomásos megterhelése miatt a fagypont  $0^{\circ}\text{C}$  alá süllyed. Azonban a megmaradt pórusvíz fagyása során e magban is jelentékeny tömegnagyobbodásra kerül sor, s ezáltal a boltozódásban szakadások, réselődések keletkeznek. A boltozódásos törésszrendszerek annál szabályosabbak – sugarasak és koncentrikusak – minél egyenletesebb a felboltozódás és minél homogénebb az anyag. Megfigyelések szerint a poligon szerkezetek télen alakulnak ki.



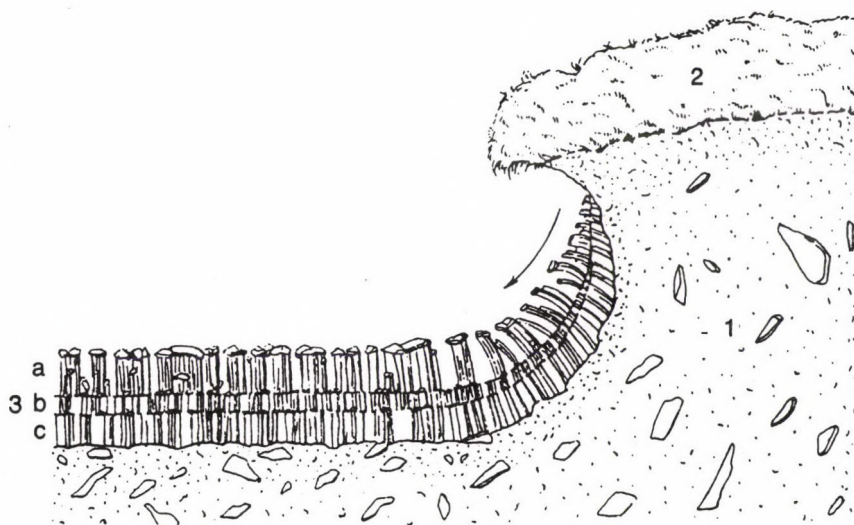
105. ábra. A poligon szerkezetek alakulásának sémája egy év folyamán SCHENK (1955a) szerint





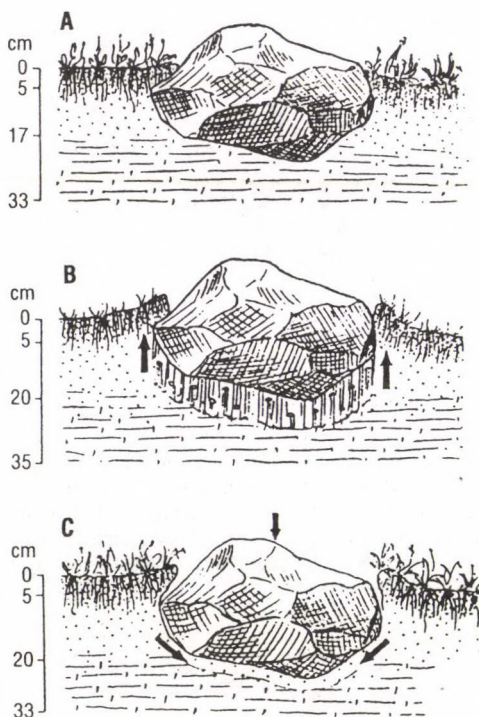
106. ábra. Jégrostok (Kammeis) (J. SEKYRA 1960)

Belán Táttra, „Cservená hlina” (Vörös agyag) (1370 m) nyereg felett, a gyalogút mellett. a = a jégkristályok a lejtőaljzatra merőlegesen. – 1 = vízzel telített vörösbarna agyagos vályog; 2 = jégtűnyalábok, szórványos vályogrögökkel, zárványokkal, vagy vöröses palás agyagtörmelékkel (a jégprizmák magassága 3–5 cm); 3 = a tús jég által felemelt vályogrögök, közettörmelékkel. b = a felemelt talajrögök lejtőirányba való hajlásra kényszerítik a jégkristályokat. A = a kőzetdarab eredeti helyzete; B = a tús jég által felemelt kőzetdarab helyzete; C = a kőzetdarab helyzete a jégtűnyalábok degenerációja után; D = a jégrost „szoliflukció” által d távolsággal elmozdított kőzetdarab helyzete



107. ábra. A jégrostok vegetációs takaró nélküli depresszióban. Kopi-nyereg (1832 m tszf.) (Magas-Táttra), (J. SEKYRA 1960)

1 = dolomitos mészkő és pala vályogosodott málladéka; 2 = a depresszió szegélyének gyeptakarója; 3 = három rétegből álló jégrost: a = agyagos elegyrészekkel kissé szennyezett, részben degenerált, legidősebb réteg, szórványos közettörmelékkel; b = tiszta jégprizmákból álló (lassú növekedés), az a rétegnél fiatalabb, középső réteg; c = egymástól viszonylag jelentős távolságra lévő jégtűnyalábokból álló – agyagos anyaggal szennyezett – legfiatalabb jégrost réteg. A jégrost összvastagsága a depresszió fenekén 5,5 cm



108. ábra. Nagyobb kőtömb felfagyása és sarkos kavic képződése (J. SEKYRA 1960)

A = homokos földbe zárt kő. Aljzatát homokos agyag alkotja. B = pergeláció (átfagyás) esetén, valamint abban az esetben, ha az agyagos földből elegendő víz áramlik ki, a kő alatt jégkristályok keletkeznek, amelyek a követ felemelik a felszínre. C = depergeláció (olvadás) következtében a tömb alól eltűnik a jég. A kő azonban már nem került vissza az eredeti helyzetbe, mert a fokozatosan elolvadó jégkristályok helyére oldalról homokos föld került. A regelációs folyamat állandó ismétlődésével a kő felemelkedik a felszínre. Száraz, hideg teleken az erős szelektől a felszínen mozgatott kvarc homok szemcsék éleket csiszolnak a kőzet felszínén

## 21. A fagyemelés hatására működő szoliflukció (Kammeis Solifluktion)

Ha egy finomszemcsés talaj durvább kövekkel takart, akkor a fagyás során a következő jelenség játszódik le. Fagyáskor, mivel a kő jobb hővezető mint a talaj, a kő alatt a fagy mélyebbre hatol le. Ennek következtében a kő alsó felén *jégrost* típusú kristályfészkek keletkeznek, melyeknek felülről lefelé irányuló növekedése *föllemeli a követ*.

Az olvadás alkalmával a víz cirkulációjának szerepe következtében a folyamat során a föllemelt kő elbillen vagy egy irányban leesik. Ez a folyamat az ún. *jégrost szoliflukció*, a TROLL-féle „Kammeis Solifluktion” (106., 107., 108. ábra).

## 22. Deráziós völgytípusok

(korábbi szinonímák: delle, korráziós völgy; 109–112. ábra)

### Negatív formák

1. korráziós\* völgyfők
2. korráziós\* páholyok (88. kép)
3. korráziós\* cirkuszok



4. hosszanti lapos korráziós\* völgyek
5. lejtőn függő korráziós\* fészkek
6. hosszanti vályu alakú korráziós\* völgyek
7. hosszanti U formájú korráziós\* völgyek
8. hosszanti mély teraszos korráziós\* völgyek
9. hosszanti tágas és lapos teraszos korráziós\*-eróziós völgyek
10. korráziós\* függővölgy eróziós vízmosással
11. korráziós\* nyergek

#### **Pozitív korráziós formák**

1. korráziós\* szintek, vállak völgyekben és medencékben
2. korráziós\* dombok, kupolák, tetők (korráziós piramisok, korráziós sátrak)
3. korráziós\* völgyközi háta
4. korráziós\* hegyorr (88. kép)
5. korráziós\* lejtőpihenő
6. korráziós\* szigethegy
7. eróziós-korráziós\* szigethegy
8. korráziós\* hordalékkúp

\* Deráziós

Szerk.: Ez az osztályozás megtalálható: „Magyarország részletes geomorfológiai térképeinek jelkulcsa” kiadványban. Össze: Ilította az MTA Földrajztudományi Kutatócsoport Természeti Földrajzi Munkaközössége Pécsi M. vezetésével, publikálva 1963. Budapest, MTA FKCs kiadvány, 24 p. (Földr. Közl. 1963. 4. füzet melléklete.)

### **23. A periglaciális övezet lefolyásviszonyai**

A sarki tájakon a folyókat télen jég borítja, gyakran teljesen befagynak. Alaszka északi részében mindössze néhány nagyon bővízű folyó őrzi meg szűkített keresztmetszetben lefolyását a jég alatt.

Általában a folyók csak a talaj felengedése után kezdenek folyni, amíg a hegyszőlőkről hozzájuk érkezik a szivárgó víz.

A folyékony halmazállapotú gyér lefolyás az évnek 4–6 hónapjára szorítkozik. Az ilyen váltakozó lefolyásnak a felszín alakulására sajátos következményei vannak.

A hegységekben a lefolyásviszonyok némileg különböznek, mert a csökkentett lefolyás megmarad egész télen át.

A vízhozamok és a lefolyási együtthatók azonban nagymértékben változnak az év folyamán.

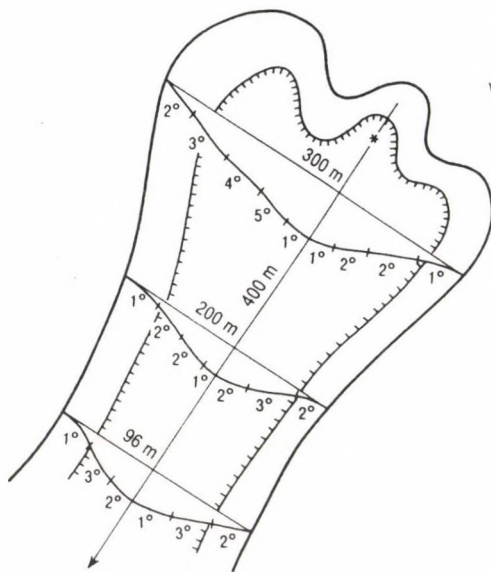
A hegyi folyók aránylag jelentősebb eróziót fejtenek ki és képesek arra, hogy eltakarítsák a hegyszőlők lábánál felgyülemlett törmelék egy részét. A sarkvidéki folyók azonban erre nem képesek.

Viszonylagos vízhozamuk kevés, mert a sarkvidéki periglaciális éghajlatok csapadéka alacsony: 100–300 mm közötti.

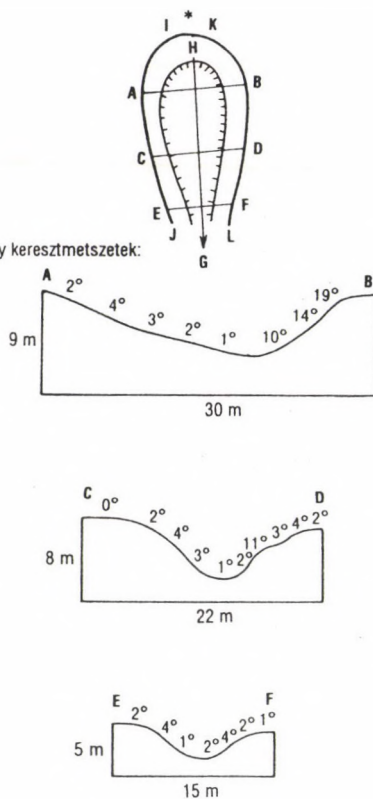
A párolgás észrevehető, a hó is párolog télen, a gyér növényzet azonban kevés vizet vesz fel. A folyók vízjárása a fagy következtében nagyon szabálytalan.

A vizek lefolyása 83%-ban június és augusztus hónapok között, 90%-ban május végétől szeptember végéig megy végbe. A vízhozam a csapadékszegénység miatt csekély. Észak-Amerika és Szibéria É-nak folyó nagy folyamaiban gyakori a jég feltorlódása, jégdugók képződése. Ezért az áradások nagyon kifejezetten és erős jégzajlással járnak.

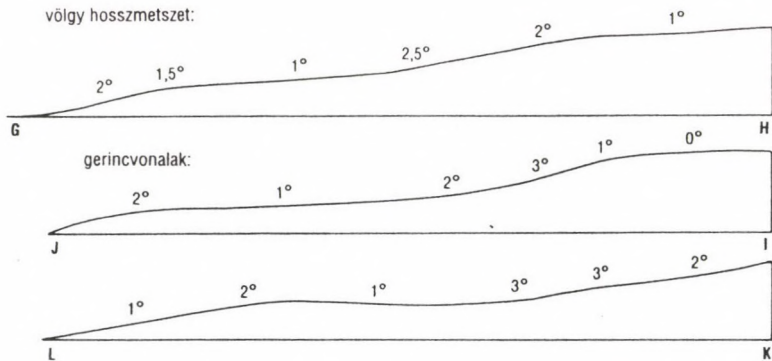
A szibériai folyók középső szakaszán az áradások májusban, az alsó szakaszon júniusban következnek be.



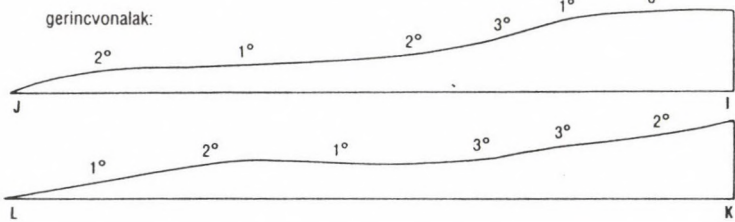
völgy keresztmetszetek:



völgy hosszmetset:



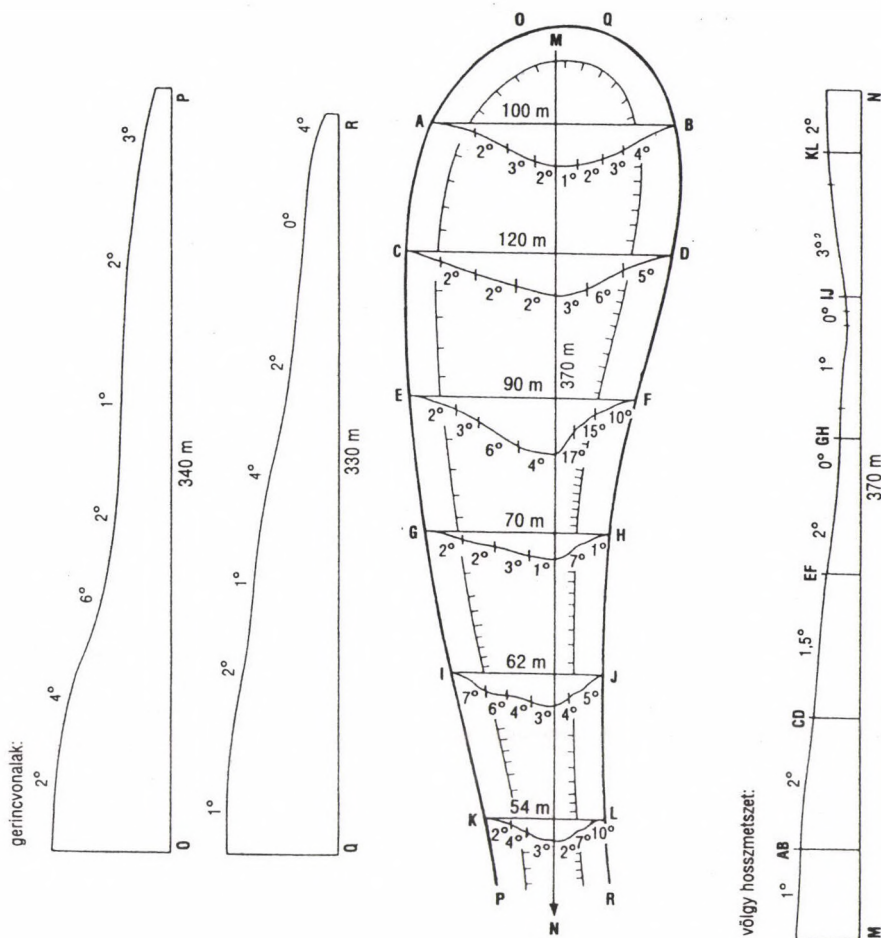
gerincvonalak:



109. ábra. Derázios cirkusz Aszód környéki lejtőlőszben.

A derázios völgy esésgörbéje igen enyhe lejtőjű. Periglaciális egyensúlyi lejtők



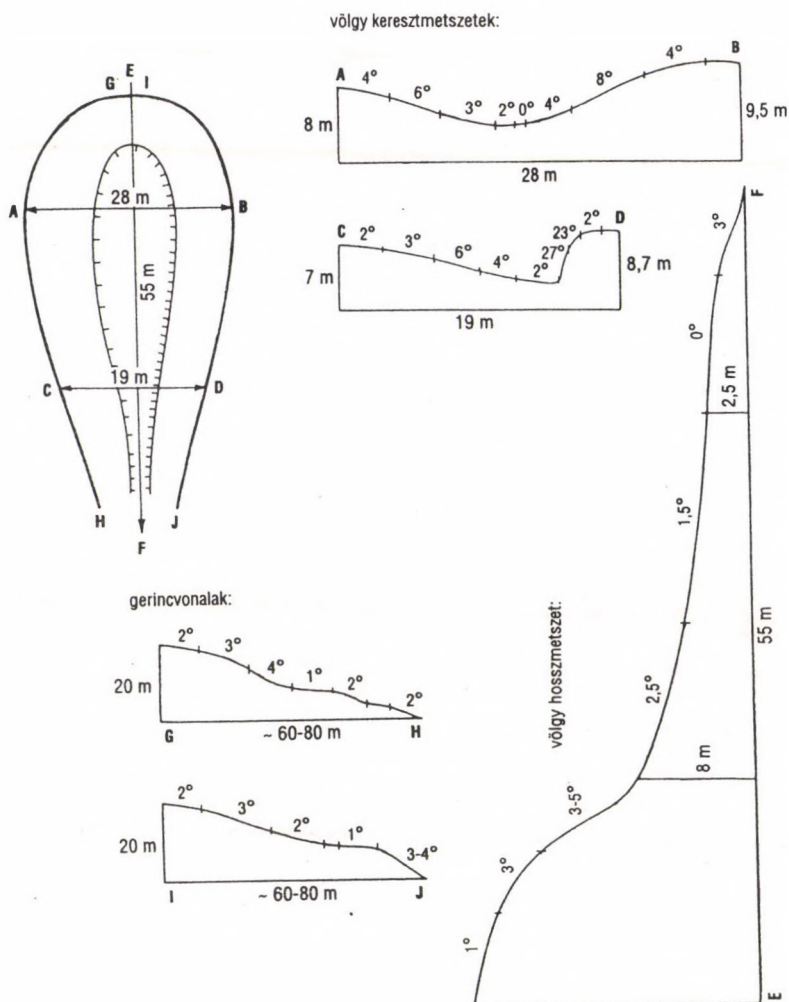


110. ábra. Hosszanti deráziós völgy vályogos löszben Aszód környékén  
Aszimmetrikus lejtőoldalak, a völgy alsó kijáratában hordalékkúp képződött.

Bár e folyamok árterei igen szélesek, az ár átlag 10 m magasságra is felemelkedik.  
A vízjárást rövidebb és évenkénti nagy áradás jellemzi, amelynek szélső értéke annál nagyobb, minél inkább gátolja a lefolyást az alsó szakasz jégdugója.

*Afolyók vízhozamuk elégtelensége következtében képtelenek eltakarítani azokat a törmelékeket, amelyek a hegyoldalakról a völgytalpra szállítódnak.*

A sarkvidéki periglaciális zónára jellemző, hogy a felszínen számos zárt mélyedés helyezkedik el, amelyekben tavak foglalnak helyet; ezekben gyakran a kis folyócskák elvesznek. Így Alaszka északi sarkvidéki tengerparti síkságán (Barrow vidékén) a táj felszínének 75%-át tavak borítják. Pedig ezt a területet sohasem fedte



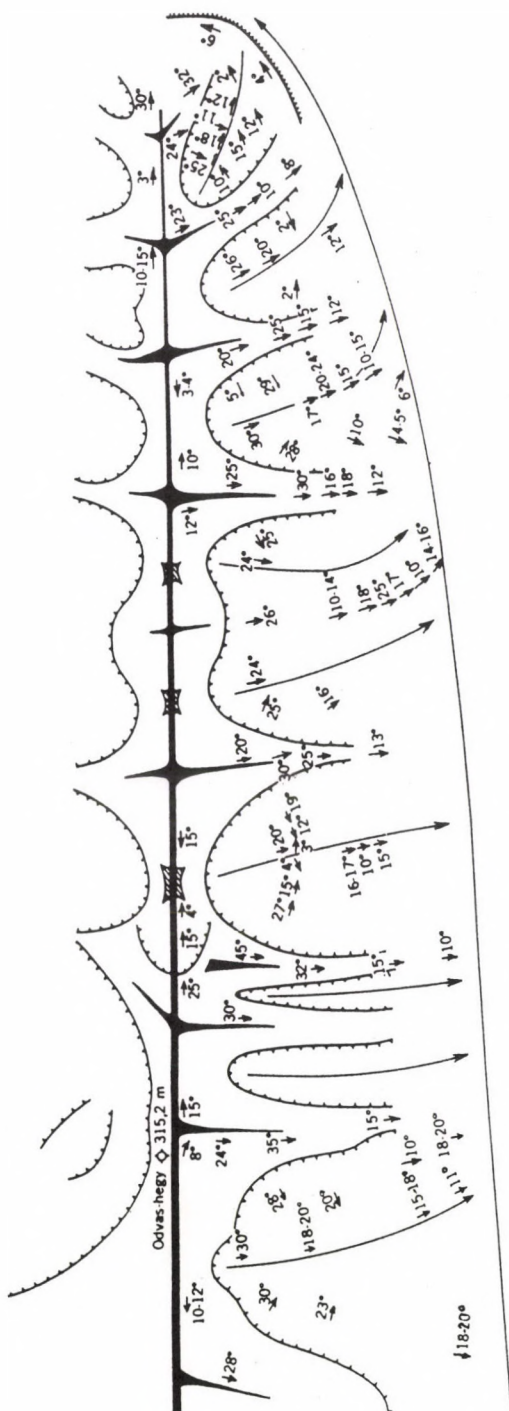
111. ábra. Lejtő delle Hévízgyörk vasúti megálló környékén (felmérte BAJCSY L.)

A C–D metszet völgyaszimmetriáját leszámítva egyensúlyi lejtők alakultak ki

el a jégta karó. A periglaciális folyamatok is olyan terepet hoznak létre (különböző felfagyási folyamatok révén), amely nem kedvez a fluviatilis vízlevezetésnek.

Termokarszt jelenségek következtében a tavak sokasága jön létre, kisebb medencékben. Az így keletkezett kisebb tavak a szél hatására annak megfelelő irányban hosszú szalagokban fejlődnek, mivel a viharos szelek a tavak vízrétegeit a partok felé kiszórják és így a hidrolakkolitos felfagyásos folyamatoknak az elősegítői lesznek.





112. ábra. Deráziós völgyekkel tagolt és átforgatott dolomit lejtőoldal. Budaörs, Odvas-hegy (a felmérést végezte BAJCSY L.)

A dolomit sasbérc mindkét oldalán hátravágódó száraz völgyek deráziós nyergeket és izolált dombokat alakítottak ki. Maga a dolomit sasbérc peri-glaciális folyamatok hatására általában szelíd lejtőformákat mutat. A tágas lejtős dellék nyílásában törmelékűvek képződtek. A deráziós völgyek csapása egybeesik a sasbérc szerkezeti vonalaival, a töréseknek az irányával

A periglaciális környezetben száraz éghajlat alatt, pl. Alaszkában a Mackenzie alsó folyásánál, azután Észak-Szibériában a fluviatilis lefolyás majdnem megszűnt. Hasonló eset lehetett a negyedkor periglaciális síkságain is.

TRICART többször is hangsúlyozza, hogy a sarkvidéki alföldi tájakon, különösképpen ahol a száraz éghajlat az uralkodó, a vonalas fluviatilis lefolyás gyakorlatilag eltűnik.

Az erózióbázis fogalma ugyanúgy elveszti értelmét, mint a száraz vidékeken. Valamennyi morfológiai jelenség a hegyoldalak fejlődésének problémájával függ össze.

*E fejlődés menet során a mélyedések kitöltődnek, a lejtőszögek csökkennek, egyensúlyi lejtő alakul ki. Azután a hegyoldalak önmagukkal párhuzamos hátrálásra kényszerülnek.*

TRICART hangsúlyozza, hogy bár a periglaciális erózió nagy területeken jelentős elegyengetést végez, a lejtők lealacsonyításán dolgozik, mégis bizonyos kőzetek esetén jelentékenyen meredek lejtésű domborzati részeket hagy maga után. Tehát a teljes elegyengetés, a peneplanizáció a periglaciális erózió esetén nem következhet be nagyon kiterjedt területen.

A felszín kiformálása a periglaciális vidékeken ezek szerint nem a normális eróziós szabályszerűséggel történik, mint a mérsékelt éghajlatú tájakon. Ebből következik, hogy a felszín kialakulása nem magyarázható a normális erózióval.



## ÖSSZEFOGLALÓ TÉZISEK

A harmincas években a negyedkorral foglalkozó kutatók a magyarországi kriotur-bációk jelenségek több formáját tárták fel (SZÁDECZKY-KARDOSS E. nyomán BULLA B. és KERÉKES J. kutatásai). A folyóteraszokban fagyzsákok és fagyékek, a Középhegy-ségben kőtengerek, szoliflukciós törmelékletjtők váltak ismertté.

Az elmúlt évtizedben végzett kutatások során tovább gyarapodtak a periglaciális jelenségekre vonatkozó megfigyelési adatok.

Lépten-nyomon, még az Alföldön is megtaláltuk a periglaciális kori állandóan fagyott talaj felszínén és az időszakosan felolvadó felső lágy talajban a fagyás okozta fagyjelenségek több típusát. Az utóbbi években a szerző hívta fel a figyelmet a lejtős szoliflukciós–korrázios–derázios letarolás és üledékfelhalmozás nagy mértékére.

Olyan gyakoriak e jelenségek maradványai középhegységeink, dombságaink laza anyagú lejtőin és lejtős pihenőin, továbbá a folyóteraszok és hordalékkúpok felszínén, hogy Magyarország domborzata negyedkori felszínfejlődését, a talajok kialakulását a periglaciális folyamatok eddiginél nagyobb figyelembevétel nélkül helyesen meg sem magyarázhatjuk.

Általában az a nézet, hogy a fagyhatásra visszavezethető periglaciális jelenségek – azonos klímátípus esetén is – főképpen a kőzetminőségtől, a szemnagyságtól, a talaj vízkészletétől, a lejtőviszonyoktól és a felszín expozíciójától függenek. E szempontok indokolják az alábbi osztályozást.

## I. SÍKSÁGOK ÉS ENYHE LEJTŐK SZERKEZETI TALAJAI

### *1. Fosszilis talajfagyjelenségek, szerkezeti talajok folyami teraszokon és hordalékkúpokon*

Magyarországon, különösen az Alföldön és a Kisalföldön a hordalékkúpok és teraszok jelentős kiterjedésűek.

a) Az ártéri teraszokban a szerkezeti talajok, a kriotur-bációk formák hiányoznak, azonban a süllyedőben levő Alföld- és a Kisalföld-peremi nagy hordalékkúp kavicsösszleteiben, amelyek nem is emelkednek az ártéri szint fölé, 1–2–3 m-re a felszín alatt holocén rétegekkel elfedett kisméretű fagyékek, rogyott fagyékek, zsákok figyelhetők meg (1., 5. ábra).<sup>1</sup> Hasonlóan 0,5 m nagyságú formák találhatók az első ármentes – IIa. sz. Würm végi – teraszban is.

<sup>1</sup> Az ábra- és képutalások a dolgozat ábráira és képeire vonatkoznak.

b) Az ártér feletti második ármentes teraszban (IIb. sz.) a fagyékek, szabálytalan kavicszsákok és fagydeformált rétegek kétszer, háromszor mélyebbre hatolnak le az előbbieknél. De e nagyobb formák mellett, ill. azokba benyomulva a kisebb és látszólag fiatalabb generáció is felismerhető (6., 7., 12. ábra, 1., 2., 5. kép).

c) A magasabb, ill. idősebb hordalékkúpok és kavicsstakarók felszínén megfigyelhető szerkezeti talajok, krioturbációs jelenségek nagyobbak, bonyolultabbak, több fázisban képződtek és gyakoriak az elfedett krioturbációs formák. A fagyformák társulásában az ország nyugati (alpi előtér) és középső része között bizonyos különbségek is mutatkoznak. E szintekre jellemző fagyformák nagyméretű (2–4 m) fagyékek, fagyzsákok, üst alakú kavicspoligonok, hidrolakkolitok formamaradványai, szingenetikus krioturbáció, fagyrepedések, fagyerek, továbbá finomabb szemcseátmérőjű üledékek felfagyás okozta, lapos hullámú rétegdeformációja, a kavicsszemek mozaikszerű elrendezése. A nyugati, ma is csapadékosabb országrészekben az idősebb hordalékkúpok krioturbációs formái vörösbarna agyagos málladékba ágyazott, ill. agyaghártya burkolatú kavicsokban alakultak ki. A szárazabb területeken a túlnyomóan kvarckavicsos közegben pedig a karbonátos felhalmozódás gyakori (14–23. ábra, 7., 8., 12–22. kép).

A kavicsoknak vörös, ill. vörösbarna agyagba való ágyazása általában olyan mélységig (3–5 m) figyelhető meg, ameddig a krioturbációs formák lehatolnak. A krioturbációs folyamat során a felszínen korábban képződött meleg-időszaki málladékok, fosszilis talajok a mélyebb szintek felé is bekeverődtek (51., 52. kép).

A mély völgyek magasabb terasz kavicsaiban krioturbációs jelenségek ritkábban figyelhetők meg, mert időközben vagy letarolódtak, vagy vastag lejtős lösszel és törmelékkel borítottak be.

d) A teraszokon megfigyelhető talajfagyjelenségek eltérő típusaik alapján kronológiailag is osztályozhatók Würm, Riss és idősebb pleisztocénben képződött formákra. Ugyanakkor a krioturbációs formák fentebb ismertetett típusainak segítségével a teraszok és hordalékkúp-felszínének relatív korára is következtetéseket vonhatunk le.

## 2. Homokfelszínek fosszilis talajfagyformái

a) A Dunántúli-középhegység hegylábait környező enyhe lejtőjű homoktérshíján, ahol vörösbarna erdei talaj a jellemző, **vályogos homokzsáktalajok** alakultak ki. Az 1–1,5 m mély, fordított méhkas formájú zsákok vörösbarna homokos vályoggal vannak kitöltve.

A homok, amelybe a zsákformák betüremlenek, gömbhéjasra rétegzett, a lejtővel azonos szögben dőlő finomabb–durvább rétegekből áll, szoliflukciós–derázis áttelepített-ségű (23., 24. kép).

b) A homokzsák másik típusa az ún. *kovárványos homokzsáktalaj*. E formát a Dunántúli-dombság homokvidékein és az Északi-középhegység előtere homokos hordalékkúp felszínein ismerték fel. E területek talajtípusa kovárványos barna erdei talaj. *E formátípus periglaciális kori kialakulása még vitás*, bár formája és szerkezete az előző



típuséhoz hasonló genezisre utal. Véleményünk szerint a foltos tundráról leírt formákhoz lehetne leginkább hasonlítani (26–27. ábra, 28–29. kép).

c) A Duna–Tisza között az idősebb futóhomok-felszínek feltárásaiban helyenként előforduló fagyformák a *dolomitos mésszel kitöltött fagyékek és fagyerek*.

d) Ugyancsak a Duna–Tisza között (Kecskemét környékén) homokos lösszel borított felszíneken gyakoriak a kerekded, de főként elnyúló lapos, *ovális alakú mélyedések*, melyek kb. ÉNy–DK-i irányú pásztákba sorakoznak. Ezek gyaníthatóan az *utolsó glaciális kori termokarsztok mélyedései*. Pusztán deflációval megmagyarázni ezek kialakulását ugyanis nem lehet, mint az általában eddig szokásban volt. A lösz karsztos jelenségei sem lehetnek, mert a lösz csupán 1,5–2 m vastag. E formák pedig 3–6 m mély és 30–100 m hosszú ovális mélyedések. Gyakran a vonulási irányban több összeolvadhat egymással.

### **3. Sík, ill. enyhe lejtőjű agyag, homokos agyag, vályog felszínek krioturbációs jelenségei, szerkezeti talajai**

Ezek az üledékes kőzetek is jelentős kiterjedésűek, közvetlenül a felszínen vagy a felszín közelében: vékony málladéktakaró alatt fordulnak elő.

a) Sík felszínek és enyhe lejtők agyagos, vályogos, homokos–agyagos üledékein leggyakrabban sokmintázatú erős gyüredezettség alakult ki, továbbá jellemző az agyagrétegek betüremlése a kevésbé fagyveszélyes fedő üledékekbe (29b. kép) és elég gyakori fagyjelenség a 3–6 m mélységben levő *agyag, homokos agyagrétegek enyhén hullámos deformációja* (29., 30. ábra, 29a., 30. kép). A tiszántúli pleisztocén végi öntésszapokban a *kriolakkolit formamaradványára* emlékeztető lapos tál alakú bemélyedések – *termokarsztok* – csoportja is megfigyelhető a téglagyárak fejtőiben.

b) Az agyagos, vályogos enyhe lejtők periglaciális jelenségei: *agyag girlandok, barázda-halmos agyagtalajok* (Streifenboden), *üst alakú agyagpoligonok*, kéve alakú vályogzsákok, a fészű fogaihoz hasonlóan sűrűn egymás mellett elhelyezkedő 50–70 cm-es talajékek (*fészűs talajok*), mésszel kitöltött, 1,5–3 m mély, pár cm vastag fagyrések (39–40. kép). E formák helyenként a lejtő irányába elvonszolódva deformálódtak is (32. ábra, 31–36. kép).

### **4. Periglaciális fagyformák és jelenségek mészkövön és dolomiton, grániton és fiatal vulkanikus kőzeteken**

Az észak-magyarországi karbon mészkövön köves *poligonok*, a Dunántúli-középhegységben fagyhatásra feltöredezett eocén mészmárgák felszínén hatalmas *fagyékek és köves poligonok* képződtek. A dolomit kőzetrepedések fagyékekkel tágultak. Nagyon gyakoriak a bizzar formájú, *kifagyással keletkezett dolomitsziklák és tornyok*, ugyancsak

kifagyással feldarabolódott gránit blokkok. A vulkáni tufából és agglomerátból felépült meredek lejtőkön emelkedő „toronyok”, „állókövek”, „kapuk” szintén részben fagyhatás művei, éppen úgy, mint a Magyar-középhegység csaknem minden tagjában fellelhető periglaciális kőtengerek, blokkfáciesek és ma már nem mozgó, húzóódó törmelékek (33., 34. ábra).

## II. A PERIGLACIÁLIS FOLYAMATOK FELSZÍNALAKÍTÓ ÉS ÜLEDÉKFELHALMOZÓ SZEREPE A LEJTŐKÖN

A periglaciálisok száraz–hideg klímája során a regeláció hatására működő geliszoliflukciónak, az állandóan vagy időszakosan fagyott talajon végbemenő szoliflukciós lejtőletarolódásnak, leöblítésnek és a deflációnak kettős eredménye volt: 1. a hegyvidéki és dombsági lejtők meredekebb részeit anyaglehordással ellankásította, 2. a lejtők aljára és a völgytalpakra pedig nagy mennyiségű üledéket halmozott fel: a korábbi reliefenergiát tehát jelentősen szelídebbé változtatta. A lejtők felülről lefelé általában kivastagodó szoliflukciós–deráziós üledékköppennyel borítottak be (41., 48. ábra).

1. A szoliflukciós lejtőletarolódás megfigyelhető nyomait a szoliflukciós eredetű lejtős kavics- és kőmezők, a lejtőn való turbulens, lamináris és amorf mozgást mutató vályog- és agyaglepények, elvonszolódott fagyékek, lecsonkolt fagyerek, deráziós völgyek, aszimmetrikus völgyoldalak, kőtengerek, kőfolyások, húzóódó törmelék jelzik (37., 38., 45., 47., 50–51., 53. kép).

2. A szoliflukciós, gelifrakciós lejtőletarolódás időnként együttműködve a deflációval, a száraz szemiarid viszonyok között végbemenő areális erózióval a dombságokon deráziós, krioplanációs szinteket, hegységeink előterében pedig hegylábi felszíneket hozott létre ( $H_1$  és  $Q_1$  krioplanációs hegylábfelszínek) (56., 69., 75–84. ábra).

3. A lejtőn lefelé mozgó anyag felhalmozódása az évszakos ritmusnak megfelelően finoman és sűrűn rétegzett, az egyes réteglapok pár mm vagy pár cm vastagok, a rétegdőlés általában a mai lejtővel megegyező. A szoliflukcióval, ill. fagyott talajon deráziós lemosással felhalmozott üledékek kőzettani jellege a lehordási területet felépítő kőzettől és csak másodsorban az esetleges szinkron porhullástól függ (41., 47., 50–57. ábra, 54–59., 63–72. kép).

a) Megkülönböztethetünk agyagos kavics, homokos agyag, homokos lösz és löszszerű lejtős üledékeket. Tulajdonképpen ilyen genezisű üledékek – lejtős löszök – borítják középhegységeink lankás előterét és dombságaink lejtőit majdnem mindenütt.

b) E folyamat hatására a glaciális bizonyos klímátípusai során kisebb folyóvölgyek völgytalpai rendre feltöltődtek, a kisebb vízfolyások hosszabb–rövidebb időre elfulladtak, a folyóvízi eróziós tevékenység, a hordalékszállítás igen csekély volt. De feltöltődtek a mindenkori fővölgytalpra kifutó, ill. deráziós völgyek is (9., 53., 63., 73. ábra, 3., 73–82. kép).



c) A szoliflukciós és deráziós folyamatok az utolsó glaciális alatt 4–5 szakaszban is megismétlődtek. Löszfeltárásaink beható elemző és összehasonlító vizsgálata arra az eredményre vezetett, hogy Würmkori löszeinkben 4–5 fosszilis talajzónával és ennek megfelelő talajképződési periódussal – klímafázissal – kell számolnunk. Nem csupán erdőtalajok „B” szintje figyelhető meg, hanem mezőségi jellegű talajok is keletkeztek, még hozzá olyan vidéken is, ahol a jelenkorban erdőtalaj képződött ki. Különböző fosszilis erdő- és mezőségi jellegű talajtípusok egy szelvényben is megtalálhatók (113. ábra).

d) A fentebb leírt formatípusok arra mutatnak, hogy a Kárpát-medencében is kialakult, ha időszakosan és foltszerűen is az állandóan fagyott talaj, továbbá az időszakosan felengedő – szezon – talaj, amelynek vastagsága általában 2–3 m, kivételesen 6 m lehetett.

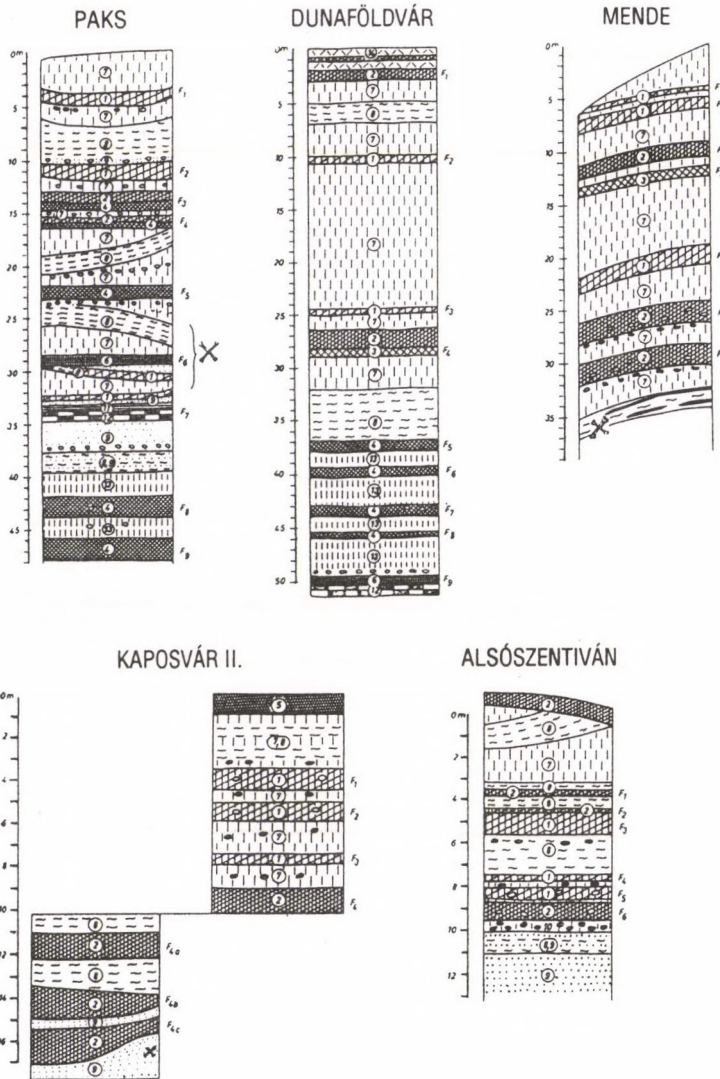
e) E folyamatoknak megfelelő leghidegebb periódusok évi középhőmérséklete  $>-2$  és  $-3$  °C lehetett.

### III. DERÁZIÓS DOMBORZAT ÉS ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS

1. Az újabb adatok alapján megállapíthattuk, hogy a pleisztocén eljegesedések során Magyarország egész területe a periglaciális klimatikus morfológiai régió tartozéka volt. Ennek megfelelően a glaciálisok alatt a felszín alakulása lényegesen eltért az eljegesedések közötti, normális folyóvízi eróziótól formált domborzatalakulástól. Míg az eljegesedések között mérsékeltövi klimatikus folyamatok hatására völgyképződés volt az uralkodó, addig a glaciálisok során a periglaciális klimatikus morfológiai folyamatok hatására szemiáridus viszonyok között areális lepusztulás, általános lejtőletarolódás, lejtős üledékek képződése, az eróziós völgyképződéssel szemben a völgyek feltöltődése volt uralmon. A normális erózió felszínalakító szerepe másodrendűvé vált, fő hatótényező volt a kifagyás, a fagyott talajon – a regeláció és a nehézségi erő együtthatására – a lejtős anyagmozgatás, s időszakonként és helyenként egyenrangú szerepet töltött be a felszínformálódásban, az üledékképződésben a szél deflációs és akkumulációs tevékenysége.

2. A több szakaszban megismétlődő periglaciális folyamatok ugyan nem változtatták meg teljesen a normális erózióval kiformált völgyes táj jellegét, de igen jelentős mértékben átformálták. Elsősorban a lejtők meredekségét enyhítették, a völgyeket kiszélesítették, a reliefenergiát általánosan csökkentették. A lejtőkön nagy anyagáttelepítődés ment végbe s a völgytalpak erősen feltöltődtek. Az eróziós völgyek kiszélesedtek, ellaposodtak, ill. a lineáris völgybevágódást deráziós völgyképződés váltotta fel. A laza anyagú eróziós dombságok deráziós dombságokká alakultak át (60., 67., 76. ábra).

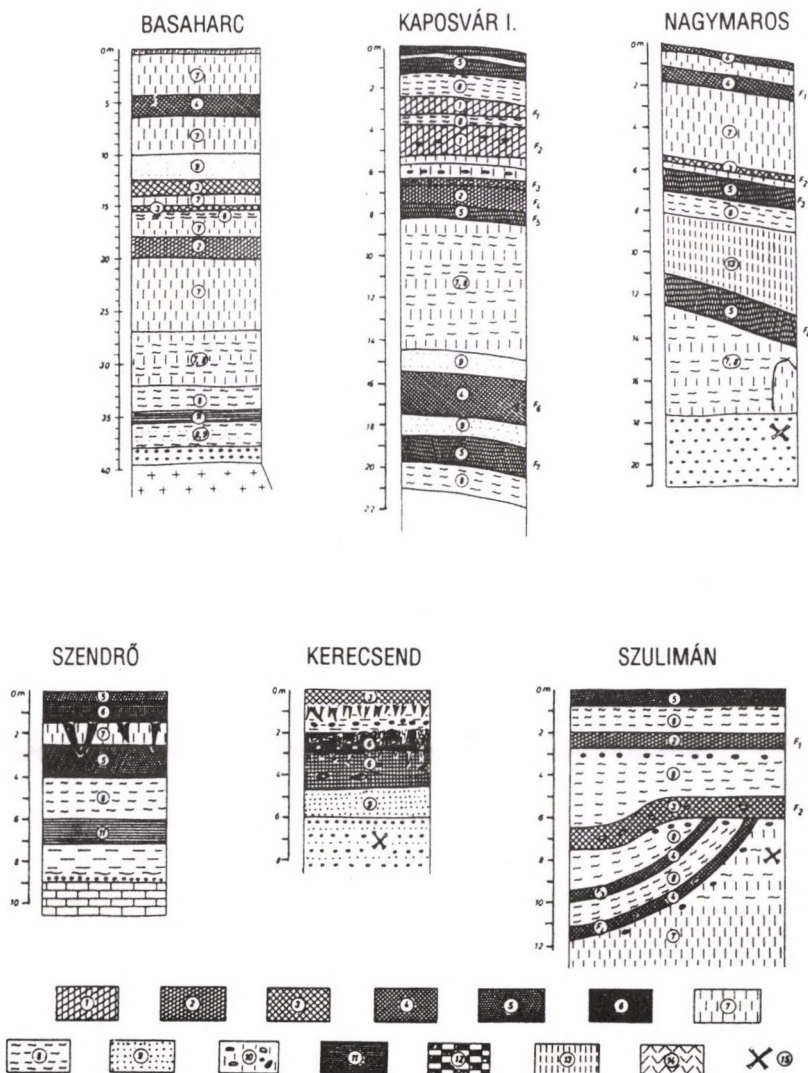
3. A periglaciális lejtős folyamatok hatására a periglaciálisban és az interglaciálisokban kialakult lejtőoldalon fekvő talajoknak jelentős része a szoliflukcióval és a derázióval áthalmozódott, eközben nyers ásványi anyaggal, lejtős lösszel, vályoggal, homokkal keveredett. Az ilyen rétegzett lejtős üledék helyenként sok fosszilis talajrészecskét tartalmaz, váltakozva telepszik a lejtőn a lösszel és az eltemetett talajrétegekkel. Dombsági tájainkon ez az alapkőzet volt gyakran a jelenkori talajképződés kiinduló bázisa. A lejtős



113a. ábra. Magyarország jellemző löszfeltárási (PÉCSI M. felmérései)

1 = humuszkarbonát talaj, gyengén fejlett, humuszosodott talaj; 2 = csernozjom jellegű talajok; 3 = csernozjom barna erdőtalajok; 4 = barna erdőtalajok (Braunerde); 5 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj (Parabraunerde); 6 = vörös talajok, vörös agyagok; 7 = rétegzetlen löszök, típusos és homokos löszök (eolikus); 8 = rétegzett lejtőlösz és vályog (szoliflukciós, deráziós, deluviális); 9 = rétegzett homok, löszös homok; 10 = krotovinák, állatjáratok; 11 = mocsári talaj; 12 = mészkő konkréciós réteg; 13 = vályogosodott lösz; 14 = kultúrrétegek, mesterséges feltöltés; 15 = fauna lelőhely. Fauna leletek. Paks tgy.: *Coelodonta antiquitatis*, *Equus sp.* würm jellegű; *Elephas sp.*; *Cervus sp.*; *Bos v. Bison sp.*; *Rangifer tarandus*; *Leo speleus* (SCHRÉTER Z. lelete) KRETZOI M. meghatározása. Mende tgy. *Equus sp.* würm jellegű; *Elephas sp.* KRETZOI M. meghatározása. - Basaharc tgy.: löszfejtőjében pontosan meg nem határozott szintből MOTTL M. szerint valamennyi würm jellegű





*Mammuthus primigenius*; *Cervus elaphus*; *Megalocerus giganteus*, *Leo speleus*, *Rupicapra rupicapra*, *Ochotona sp.*, *Marmotha primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*. – Nagymaros, löszfeltárás pincesor alján: *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Alces alces*, *Coelodonta antiquitatis*. – Kaposvár tgy.: *Coelodonta antiquitatis*. – Kerecsend, útmelléki feltárás: *Coelodonta antiquitatis*. – Szulimán tgy. (Zselic-dombság): bagolyköpet telepből többszáz mikrofauna került elő: *Microtus gregalis* 345 db, *Salamandra sp.* 1 db, *Avis*, *Rana temporaria* tömeges, *Rana arvalis* 3 db, *Lacerta viridis* 3 db, *Coturnis coturnis* 2 db, *Sorex araneus* 4 db, *Tulpa europaea* 1 db, *Citellus citellus* 14 db, *Siscita betulina* 9 db, 2 állat KRETZOI M. meghatározása alapján würmkori fauna.\*

\* A löszfeltárások kronológiai tagolása az újabb vizsgálatok nyomán számottevő korrekción ment keresztül és a hazai „fiatal löszöket” ma már a pleisztocén 2–3 utolsó glaciálisa alatt képződöttnek minősítjük (PÉCSI M. 1993)

üledékeinknek ez a sajátossága igen előnyös feltételeket nyújt a mezőgazdasági termelésre, mert az egymás alatt elhelyezkedő eltemetett talajok és a rétegesen települt, korábbi talajok humuszával, ill. agyagásványaival kevert üledékek, mint a jelenlegi termőtalaj altalajai jelentős tápértékkel rendelkezhetnek. Továbbá a lejtős üledékeknek ez a felépítése lassítja a talajeróziót is, de ha a talajerózió el is pusztította a jelenkori termőtalajt, az eltemetett talajok és fosszilis talajmorzsákkal kevert lejtős üledékek (szemipedolitok) bizonyos termőképességet tovább biztosítanak.

*Ahol a dombságokat lejtős löszök, eltemetett talajok, szemipedolitok több egymást követő rétegben építik fel, ott előnyösebb a mély-gyökérzetet verő kultúrnövényzet telepítése.*

4. Összefoglalva, a lejtősen rétegzett utolsó glaciális kori üledékek, a közöttük levő többi réteg és talajtípusok kialakulásának klimatikus feltételeit a disszertáció adatai alapján vázlatosan a következőképpen jellemezhetjük:

a) *Lejtősen rétegzett löszszerű és homokos üledékek:* anaglaciális, ill. kataglaciális hideg–nedves periglaciális klímátípus során képződtek, erre utalnak a bennük előforduló felfagyási jelenségek.

b) *Szoliflukció által felhalmozott lejtős üledékek:* az előző klímátípushoz hasonló, de annál valamivel hidegebb viszonyok között képződtek valószínűleg a javaglaciális elején és végén, ill. az anaglaciális és a kataglaciális hidegebb kilengései idején.

c) *Rétegzetlen lösz, futóhomok és krioturbációs fagyréseles:* a javaglaciális hideg–száraz klímátípus alatt képződtek, mert az előforduló fagyékeket is rendszerint löszös, ill. futóhomokos üledékek töltik ki.

d) *Erdőtalajok* (barna erdőtalaj, agyagbemosásos erdei talaj [pszeudogley]): meleg–nedves–csapadékos mérsékeltövi erdőklímák – interglaciálisok – során alakulhattak ki.

e) *Csernozjom barna erdőtalajok, csernozjom talajfélék:* száraz kontinentális sztyepleklímát, ill. száraz hideg kontinentális sztyepleklímát igényeltek, az esetek többségében az előző klíma után átmenetként következtek.

f) *Vöröstasyagok:* az interglaciális száraz–meleg szubtrópusi klímátípus képződményei.

g) *Primitív talajok, talajkezdemények:* rendszerint az utolsó glaciális legfiatalabb képződményei. Kifejlődött talajtípust nem mutatnak, csupán a humuszosodás különböző fokát érték el. Klímaigényük nehezen rekonstruálható. Mégis, mivel képződésük a Würm végére esik, a kataglaciális ingadozásainak rövid melegebb, relatíve nedvesebb, esetenként szárazabb fázisa során alakultak ki.

5a) A hazai löszökben, lejtős löszökben, általában dombságaink lejtős üledékeiben fellelhető fosszilis talajok között gyakoriak a csernozjom jellegű eltemetett talajok és humuszkarbonát szintek, mint primitív talajok, továbbá előfordulnak vöröstasyagok is. Tehát nem csupán barna erdőtalajfélések „B” szintjei, „barna vályogzónái” váltogatják egymást a lösz vagy löszszerű kötegekkel, amint ezt az eddig eléggé általánosan elfogadott felfogás tartotta.



5b) Az eltemetett talajok rétegtani, kronológiai vizsgálata alapján azt is megállapíthattuk, hogy a fiatal löszökben nem csak két eltemetett talaj képződött, hanem 4–5 fosszilis talajzóna kialakulására is volt arra alkalmas körülmény, a Würm és Riss glaciális során. Nyugat-európai példák alapján a hazai löszök két felső fosszilis talajzónáját általában a Würm – feltételezett – két interglaciálisával azonosították (113. ábra). Az utolsó glaciálisnak ez a sematikus tagolása vizsgálataim szerint revízióra szorul, mert a Würm eljegesedés során hazánkban mindenképpen több talajképződési periódus volt uralmon.

5c) Megfigyelési adataink, melyeket számos szelvényben rögzítettünk, arra utalnak, hogy az utolsó glaciális kori lejtős üledékekben előfordul egy fosszilis talajok kialakulása nem ölelt fel olyan hosszú időperiódust – geológiai és paleopedológiai értelemben véve –, mint azt eddig véltük. Egy-egy fosszilis talajzóna vagy talajkomplexum kialakulása nem feltétlenül azonosítható egy-egy interstadiális vagy interglaciális teljes időtartamával, mert pl. még egy erdőtalaj szelvényének kialakulása is rövidebb idő alatt lejátszódhatott, viszont csernozjom talajszelvények – nem beszélve a réti talajokról – kialakulásához lényegesen rövidebb időegységre volt szükség. Ezt a tételt alátámasztja jelenkori talajaink kialakulásának fiatal volta is. Domságaink utolsó glaciális kori lejtős üledékein képződött ki a jelenlegi talajtakaró, mely – leszámítva az egyes területeken felszínen lévő fosszilis talajtakarót – túlnyomó többségben egészen fiatal újholocén kori. Erre utalnak a történelmi időkben kiirtott erdőségek talaján megindult csernozjomképződés, ill. a kialakult csernozjom szelvények. A jelenkorban szakaszosan megismétlődő talajerózió a lejtőkről több helyen elpusztította a holocén erdőtalajt. Helyenként a hátakon a csernozjom alatt még megtalálható az erdőtalaj nyoma, de a lejtőkön fokozatosan eltűnik és csernozjom talajszelvény váltja azt fel. A lejtőn kialakult csernozjom szelvények, az erózió és a derázió hatására a lejtő domború sávjában napjainkban sajnos még könnyebben pusztulnak, mint az erdőtalajok.

5d) Domságok és hegységi előterek lejtőin képződött talajok relatív korának meghatározására és a gazdálkodás szempontjából fontos talajerózió holocénban, ill. napjainkban ható mértékének és tendenciájának megállapításához, a talajeróziós térképezéshez is jelentős segítséget nyújt a dolgozatban ismertetett periglaciális talajfagy jelenségek vizsgálata. *Ha ugyanis a talajfagy jelenségek különböző formatípusai a felszín közeli rétegekben fellelhetők, akkor a lejtő a jelenkorban nem mutat pusztuló tendenciát.* Ha a talajszelvény már többé-kevésbé erodálódott, ez azt jelenti, hogy a lejtő-, ill. talajpusztulás nagyon újkeletű. Viszont azokon a lejtőkön, ahol a felszínhez közel, a jelenlegi talajszelvény alatt a periglaciális talajfagy formatípusai egyáltalán nincsenek meg, ott a lejtős felszín holocén kori pusztuló tendenciája tételezhető fel, még akkor is, ha a jelenlegi talajszelvény csak kevésbé erodálódott. Az elmondottak a lejtők és a talaj jelenkori pusztulását vizsgáló módszerek sorában fontos geomorfológiai módszerre válhatnak.

## IV. A MAGYARORSZÁGI HEGYLÁBFELSZÍNEK KÉPZŐDÉSÉNEK PROBLÉMÁI

A magyar középhegységek elegyengetett felszíneinek, lepusztulásszintjeinek fejlődésmenete még nem eléggé tisztázott kérdés. Az utóbbi években egyes *középhegységeink* „tönklepcsői”-nek, lepusztulásszintjeinek kialakulását BULLA B. nyomán a *trópusi tönkösödés* feltételeivel igyekeztek magyarázni (PINCZÉS Z., SZÉKELY A.), LÁNG S. viszont a Mátra és a Börzsöny tönkösödését részben davisí, részben pedig a pencki tönkösödési elmélettel hozta kapcsolatba. BULLA B. fejtette ki nálunk elsőnek (1954, 1958) a trópusi tönkképződés folyamatát és mutatott rá a formaalakulás klimatikus feltételeire.

*Összehasonlító geomorfológiai megfigyeléseim alapján azonban az a véleményem, hogy a trópusi tönkösödés folyamatával nem lehet megmagyarázni a hegységeinket övező heglábfelszínek képződésének folyamatát.* Egyes alacsonyabb heglábfelszínek képződését ugyanis olyan fiatal geológiai időszakba kell tennünk (negyedkor, pliocén), amikor a trópusi tönkösödés feltételei már nem lehettek meg.

Mind a Dunántúli-, mind az Északi-középhegység egyes tagjainak tetőfelszínén, leszámítva a legmagasabb kis felületű szinteket, elszórva vagy nagyobb vastagságban kvarckavics-foszlányok, konglomerátumok találhatók. Az ilyen eróziós felszínek kialakulását természetesen trópusi tönkösödéssel magyarázni nem tudjuk. A magyar középhegységek részben vagy egészben a harmadkor folyamán jó ideig köztes, ill. alacsonyabb helyzetben voltak, mint e hegységpáasztától É-ra elhelyezkedő összefüggő kristályos alaphegység. A kristályos hegységnek a magasabb felszínéről kerültek ezek a kvarckavics-foszlányok és leplek középhegységünk felszínére.

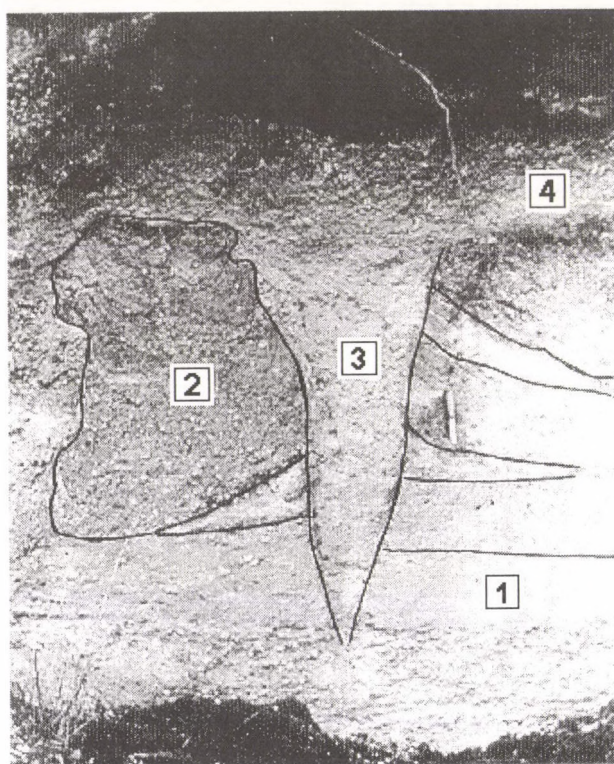
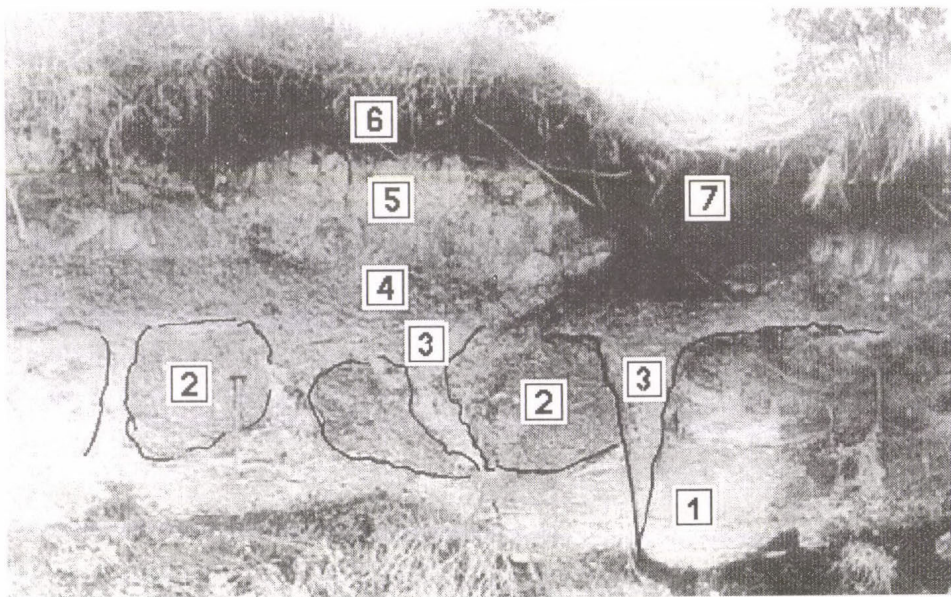
*A kvarckavicsok lerakódásának övezete tehát ebben az időben egy heglábi előtérnek, vagy heglábfelszínnek fogható fel.* Majd ezt követően indult meg a Dunántúli- és az Északi-középhegység erős és szakaszos kiemelkedése, s a lepusztulás most már ezeken a felszíneken kezdődött meg. A felhalmozódás előterükben újabb heglábfelszíneken folytatódott. A lepusztulás módja az akkori klimatikus viszonyok szubhumidus–szubaridus, szubtrópusi areális, vagy időnként és helyenként laterális korrázio lehetett.

Mivel *középhegységeink előterében a legelső heglábfelszínen a felsőpannóniai és legtöbb esetben felsőpliocén kori üledékek is elnyesődtek, egy szintre tarolódtak, ezek kialakulását már semmiképpen sem magyarázhatjuk a trópusi tönkösödés folyamatával, ill. a felsőpliocén üledékek lerakódását követően már a szubtrópusi tönkösödés klimatikus feltételei sem voltak meg.*

*A heglábfelszínek kialakulását – pediment, Fussfläche, glaci – a legutóbbi időkben végzett észak-amerikai, észak-afrikai és spanyolországi megfigyelések egyöntetűen szemiárid klimatikus viszonyok között végbemenő – laterálisan, areálisan letaroló – folyamatokká magyarázzák (DRESCH 1957, JOHNSON 1932, MENSCHING 1957, WIECHE 1955).*



## KÉPEK





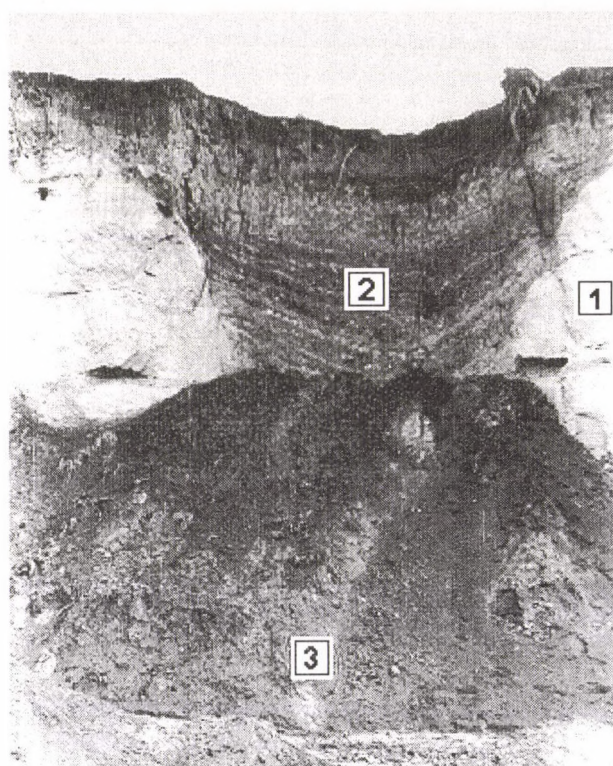
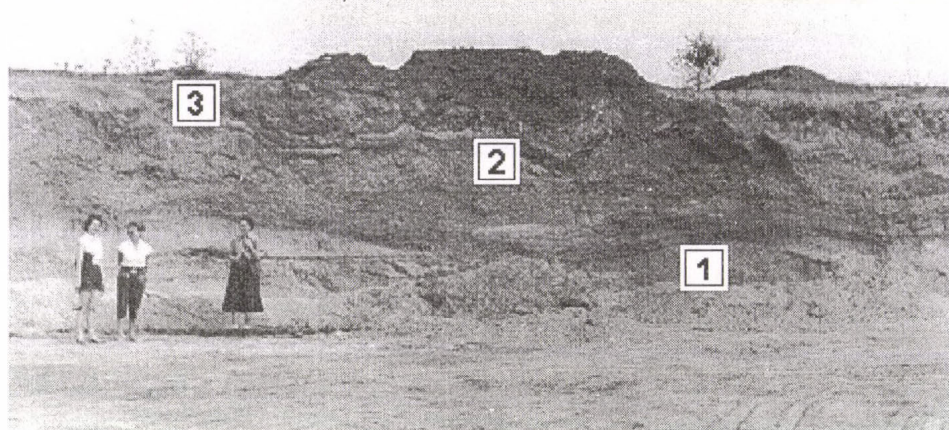


1c. kép. Jelenkori periglaciális jégékek löszben (Nyugat-Szibéria, Jane-Oblon vidék)  
(Fotó: S. V. TOMIRDIARO)

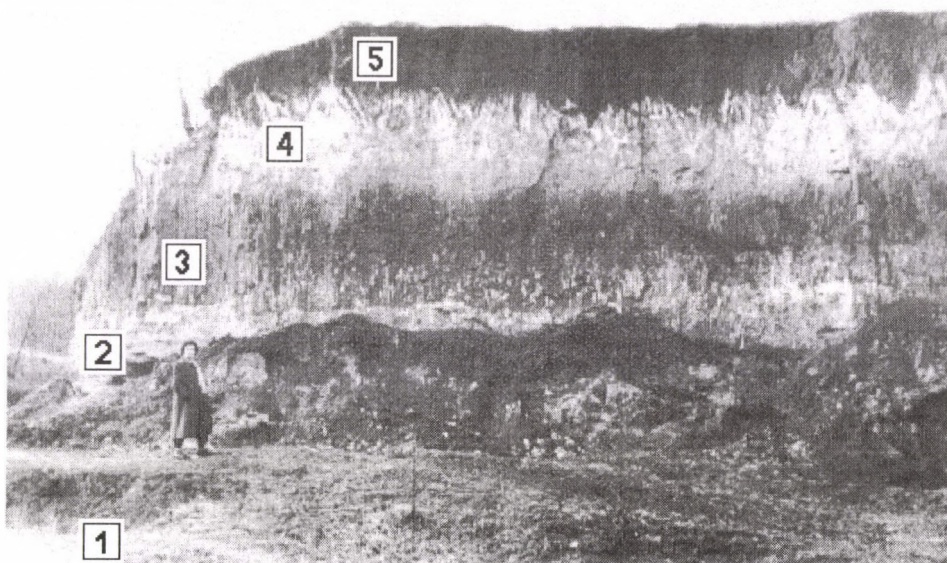


1a.,b. kép. Periglaciális jégék formamaradványa. Vép, kavicsbánya (Győr-Sopron megye) (Fotó: PÉCSI M.)

Közepes nagyságú vályogos kavicssal kitöltött jégék formatípusa a Rábántúli-kavicsstakarón. A kavicsstakaró valószínűleg középső vagy idősebb pleisztocén kori hordalékkúp lerakódás (1). Ennek a felszínén később vörösagyag talaj képződött (2). Majd előbb poligonális repedéshálózatban jégék képződés és kitöltődés folyamata ment végbe (3). A jégék kiolvadásuk során szoliflukciós kavicssal (4) töltődött ki. A következő üledék szoliflukciós vályog (5) s ezen indult meg a talajképződés (6). Az így kialakult felszínen őskori lakógödröket mélyített be az ember (7)





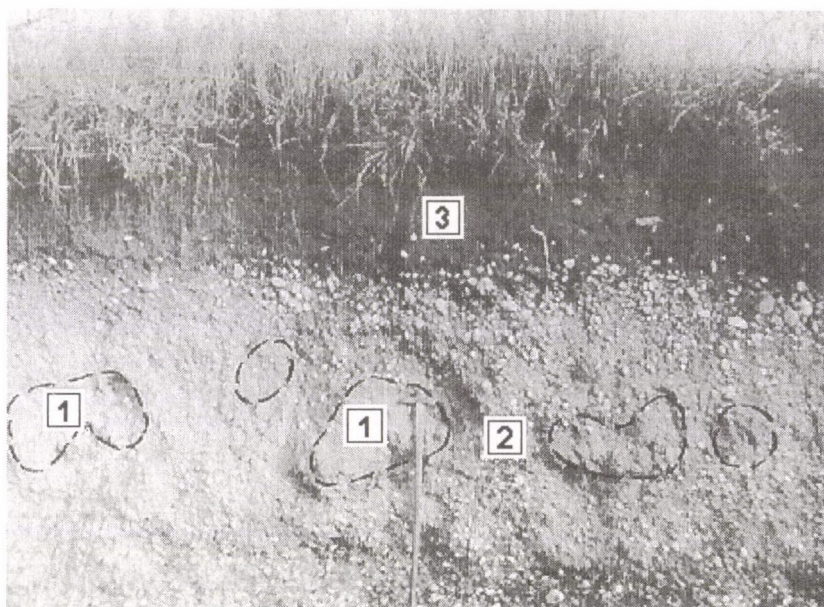


4. kép. Több generációs szoliflukció és krioturbáció üledékei és formamaradványai. A Laskó-patak (IIb., vagy III. sz.) hordalékkúp-teraszja Kerecsendnél (Fotó: PÉCSI M.)

1 = a Laskó hordalékkúp kavicsa, amelyben SCHRÉTER ZOLTÁN *Coelodonta antiquitatis* zápfogat talált; 2 = agyaghártyás homok; 3 = vörösbarna homokos agyagtalaj, alsó szintjében sok krotovinával, a felső részében sávosan barázdált periglaciális talaj (Streifenboden) formamaradványaival; 4 = meszes, homokos vályog, amelyet talajékek tagolnak, ún. fésűs talaj; 5 = mátraalji talajtípus, fosszilis poligenetikus talaj (l. 8. ábra)

2. kép. Rétegdeformáció és krioturbáció a Duna IIb. sz. terasz kavicsában. Vác, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)  
A feltárás alsó részében 3–4 m mélységben egyhén hullámos kavics- és homokrétegek vannak (1). A felső részben 1–1,5 m vastag krioturbált kavicsréteg, amelyben 0,5 m mélyre lehatoló kisebb zsákok és csepptalajok fordulnak elő (fiatalabb fagygeneráció) (3). Ez alatt 1–1,5 m-re lehatoló zsákok és ékek következnek (idősebb fagygeneráció) (2)

3. kép. Kitöltődött kisebb U alakú delle (deráziós völgy). Pásztó, cigánytelep (Fotó: PÉCSI M.)  
A Zagyva IIb. sz. teraszára települt lejtőlöszben (1) képződött ki. A képen is jól látható vékony, ívesen hajlott fekete talaj és karbonátos rétegecskék töltik ki. A töltelékanyag jó része szoliflukciós, ill. deráziós úton felületi lemosással lehordott és a völgyben felhalmozott fosszilis csernozjomos talajüledék (2), más szóval szemipedolit; 3 = omladék halmaz (l. 9. ábra)



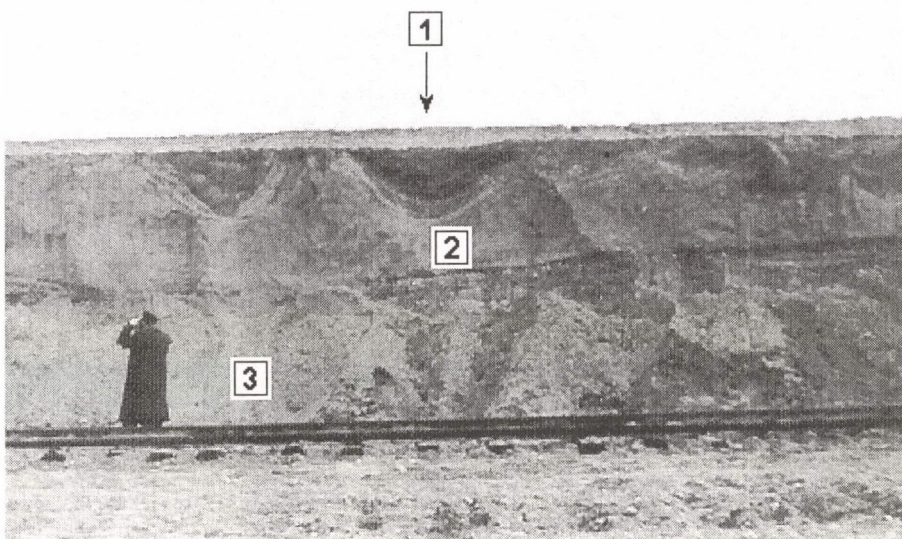
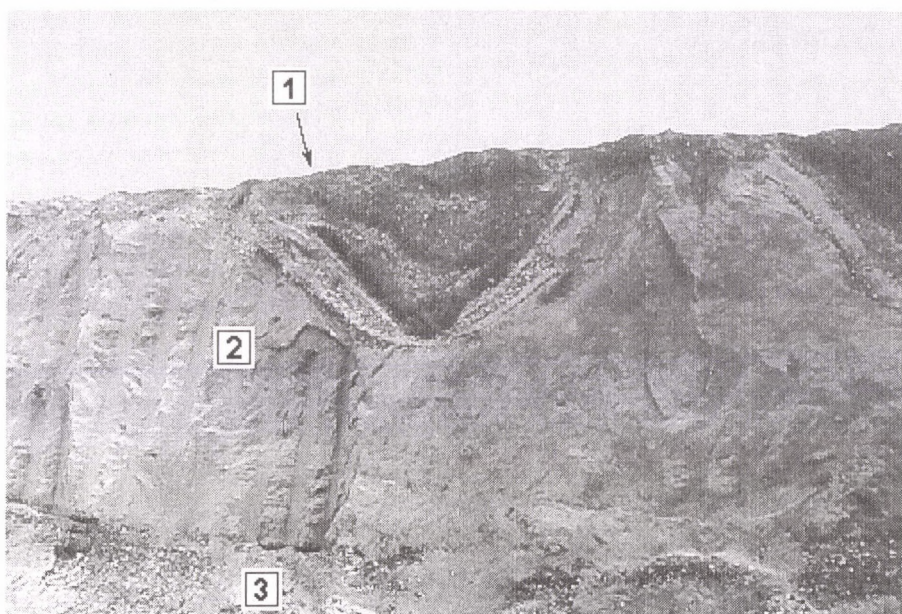
5. kép. Homokos agyagmag körül kialakult kavicsgyűrű, kavicspoligon. Mosonszentjános határában a Duna fiatalabb kistáplói hordalékkúpján (Fotó: PÉCSI M.)

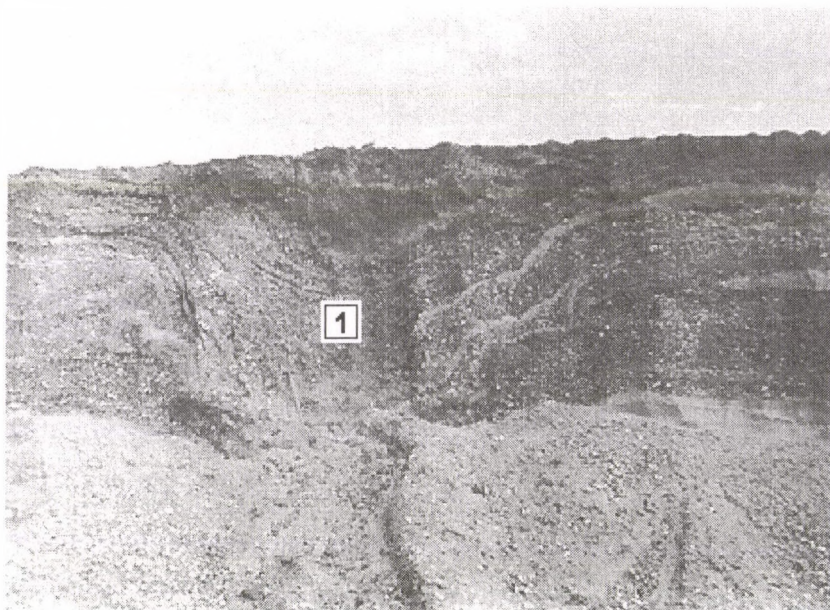
A homokos agyagmagot (1) egyre nagyobb szemcseátmérőjű kavics szemek veszik körül, amely vízszintes keresztmetszetben kissé szabálytalan kavicsgyűrűt alkot (2); 3 = mezősegi talaj (l. 12. ábra)

6a., b. kép. Üst alakú talajfagyforma-maradvány hordalékkúpon. Hegyeshalom, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

E kavicsbányából *Elephas antiquus* zápfog került elő. A szabályosan ívelt kavicsüstben (Ø 2,5–3 m, mélysége 1,5–2 m) számos homok- és kavics rétegecske gömbfelületszerűen ül egymásban (1), nem úgy, mint a normális poligonok esetében, ahol a belső finom mag körül koncentrikusan egyre durvább szemnagyságú kavics helyezkedik el. A kavicsos üstforma 3–4 m vastag homokrétegbe ágyazódott be (2), ez alatt fekvő kavicsban (3) fagyjelenség nyomok nincsenek. E típus kialakulását a poligonképződés egyik elméletével sem lehet értelmezni. Ezt a formamaradványt az altalajban foltszerűen felszaporodott lencsés jégképződmények – hidrolakkolitok, jégakkolitok – hatására vezethetnénk vissza. A jégakkolit rétegek kialakulása után a jelenlegi negatív formák, üstök, lapos kiemelkedések, *tundrahalmok* lehettek, amilyeneket ma is megfigyelnek a Szibériai-Alföld állandóan fagyott talajú területének déli határsávjában. Itt az állandóan fagyott talaj már nem összefüggő és ma visszahúzódásban van. A fagyos halmok degradációját is leírták e területekről, az állandó talajfagy felengedése után a fagyos halmok helyén negatív formájuk alakul ki, e kerekded mélyedésekben olvadáskor vízgyűlemlik össze. A jégképződmények kialakulásuk során a laza réteget *deformálják, felpuposítják*, a fagynyomásnak lefelé a merzlotá állja útját, ezért bizonyos rétegekompakció is bekövetkezett. A jégképződmények kiolvadása során a kompakciót szenvedett rétegek kisebb térfogatúak, innen feltételezhető az üstforma kialakulása. Hasonló méretű és szerkezetű fagyforma maradvány értelmezésére eddig magyarázattal nem találkozunk az irodalomban







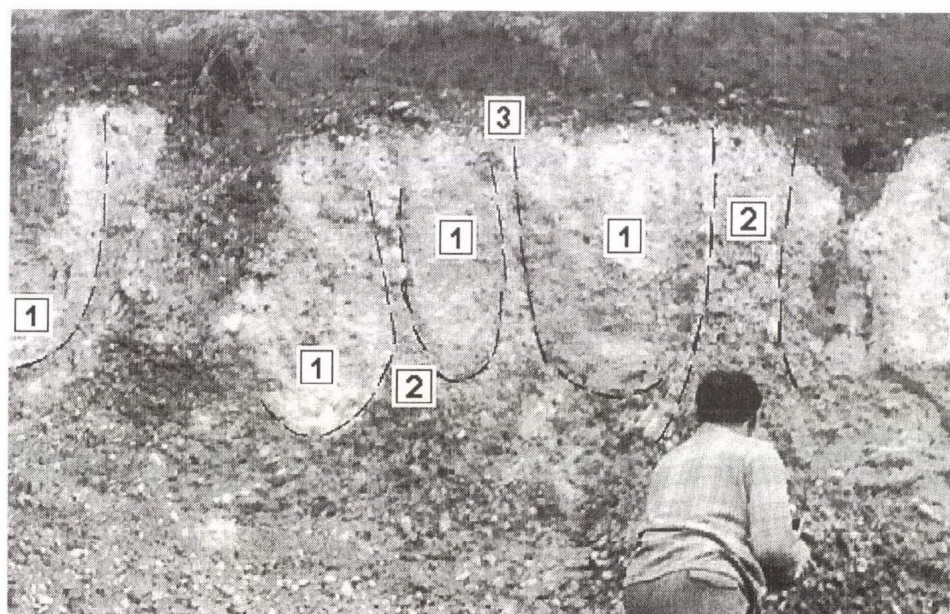
7. kép. Jégakkolit (hidro) hatására deformálódott dunai hordalékkúp-kavics. Hegyeshalom, kavicsbánya  
(Fotó: PÉCSI M.)

A képen látható fagyforma (1) mintegy 3 m mély, 4–5 m átmérőjű szabályos katlanszerű mélyedés. Benne homok- és kavicsrétegecskék gömbhéjasan váltakoznak egymással olyan sorrendben, mint a katlan szomszédságában, s ezek a rétegek megszakítás nélkül folytatódnak. Mivel ez a fagyforma alaprajzban ovális vagy közel kör alakú, nem egyszerűen poligonális fagyhatásra létrejött rétegdeformáció, de nem is poligonális zsák. Keletkezésük valószínűleg jégakkolit képződéssel és degradációjával áll kapcsolatban. Elszórtan fordulnak elő (l. 17. ábra)

8a.,b. kép. Fagynyomásos kavicspoligon. Pestlőrinci temető melletti volt kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

A fagynyomásáspontok kavicsos- karbonátos iszapmagok (1), amelyek körül a kavicsszemek a központi finom mag fagynyomásának hatására ívesen orientáltan helyezkednek el. A nagyobb poligonok kialakulása után kisebbek is képződtek, ezáltal igen bonyolult mintázatot mutatnak. A periglaciális fagy hatásának több szakasza is kiolvasható (l. 18. ábra). 1 = homokos karbonátpuder a poligon magjában; 2 = a poligon kavicsburokja; 3 = kifagyásos kavicsmező







9. kép. Polygonális repedések mentén kialakult kőhálózat. Spitzbergák, Wood-Bay (Fotó: E. SCHENK)  
A kövek repedésekben halmozódtak fel és élére állítottak, kirajzolva a finom anyagú poligon alakját

10b. kép. Osztályozott kőszánc a Resolute-öböl-ben Cornwallis-szigeten (Fotó: F. COOK 1955.)

Átmérő 30 cm, a dombocskák magassága 10 cm. A sáros kőszánc azokon a helyeken gyakori, ahol finom anyagok kísérik a fagyaprózódásos törmelékét. Ezek a formák általában izoláltak, átmérőjük 20 cm-től 1 m-ig, de csoportosan is előfordulnak. Midőn ezek igen közel vannak és jól rendezettek (csoportosulnak), a poligonforma felé tendálnak





10a. kép. Osztályozott kőháló Coral Harbour-on Southampton-szigeten, Canada (Fotó: F. COOK 1955.)  
Lapát a mérték. A forma hol körös, hol poligonális











12. kép. Eltemetett – szingenetikus – krioturbáció. Cinkota, kavicsbánya. Elővárosi Vasút mellett  
(Fotó: PÉCSI M.)

A Duna ópleisztocén kori hordalékkúp terasz kavicsában kb. 5–6 m-rel a felszín alatt. A fagyjelenség fölé zavartalan rétegzettségű kavicskötegek települnek. Csak a felső 1,5–2,5 m-es kavicszint mutat ismét fagyjelenségeket

11a.,b. kép. Fedett – szingenetikus – krioturbáció. Eltemetett fagyék. Pestlőrinc, Meteorológiai Observatórium melletti kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

A Duna Alföld peremi pregünz hordalékkúpján, a mintegy 8–10 m-es feltárás alsó részében húzódó krioturbált rétegre több méter vastag zavartalan kavicsrétegsor telepszik (l. 20. ábra). Nincs kizárva, hogy a kavicsok különböző orientáltsága nem valódi periglaciális jelenséggel áll összefüggésben



13. kép. Fedett – szingenetikus – krioturbációra utaló orientált kavicsok. Pestlőrinc-Vecsés határ  
(Fotó: PÉCSI M.)

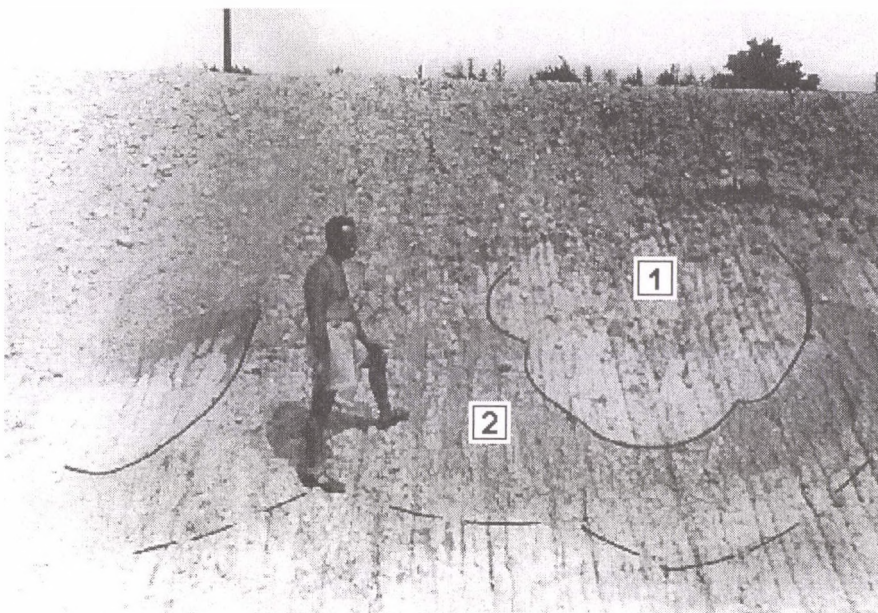
A Duna ópleisztocén hordalékkúpján a felszín alatt 5–6 m-re. A kavicslerakódást egyes kutatók pliocénnek vélik. Ha ez a feltevés helyes, akkor a kavicszemcsék eltérő orientáltságát nem csupán fagynyomás jelenségével lehet magyarázni



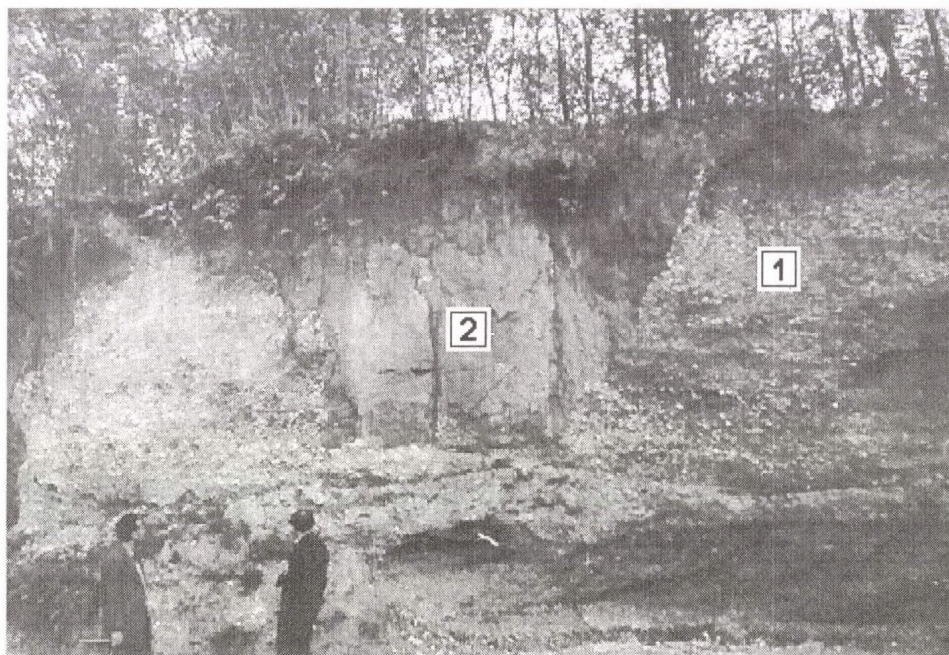
15. kép. Homokkal kitöltött óriás földékek ferde metszete. Vasvár, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

A feltárás a Kemeneshát kavicsstakarójáról a Rábavölgy felé kifutó széles és nagy deráziós völgy felső enyhébb lejtőjén fekszik. A deráziós völgyet több mint tíz méter vastagságban szoliflukciósan áttelepített pleisztocén eleji agyaghártyás Rába-kavics tölti ki (1). Az ezt követő szakaszban képződtek a hatalmas 4–5 m-es árokszerű homokos földékek (2), valószínűleg a legnagyobb eljegesedés – Riss jégkor – folyamán. A deráziós völgy felszínén később kisebb földékes poligon hálózata alakult ki (l. 21. ábra)





14. kép. Felfagyási jelenség „agyagdudor” ferde metszete. Pestlőrinc, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)  
A fedő homokos kavicsrétegbe (1) pannóniai agyag türemlődött be (2)







16. kép. Homokkal kitöltött polygonális földék (1) típusa (mélysége kb. 1,5 m). Vasvár, kavicsbánya  
(Fotó: PÉCSI M.)

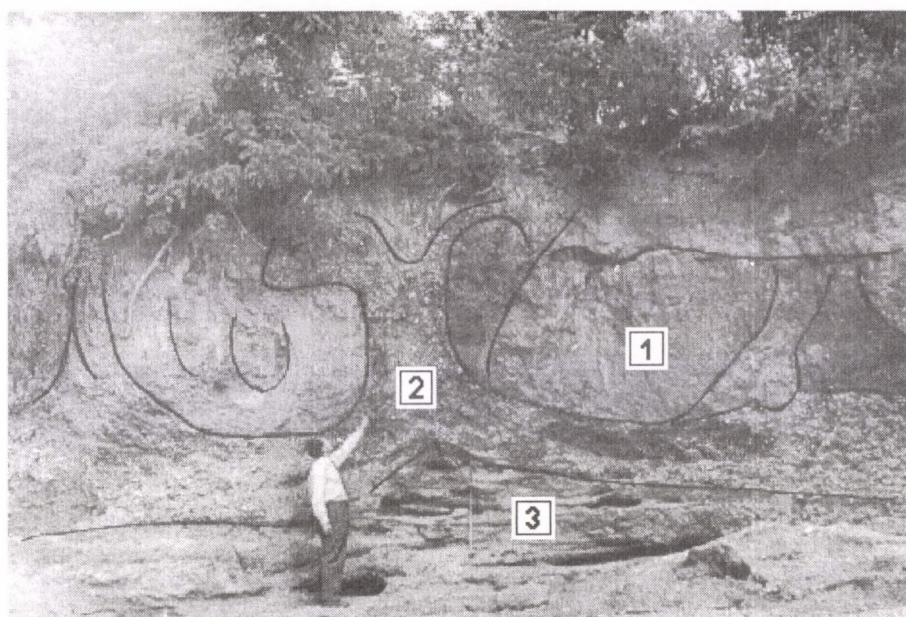
17. kép. Fagynyomással képződött hordó alakú óriás polygonok. Kemenesháti kavicsstakáró. Ostffyasszonyfa, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

A feltárás a Rába mai ártere felé kifutó deráziós völgytalpon fekszik, enyhe lejtőn. A 3–4 m átmérőjű hordó alakú polygonok (1) belseje finom homokföld, amelyben ívelt kavics szegmentek helyezkednek el. Az átmérő a mélysége 7/5-e (l. 22. ábra). A hordó alakú polygonok közötti homokos kavics elrendeződése (2) igen erős fagynyomásra enged következtetni. A feltárás alapzatában folyami homok réteg (3) települ

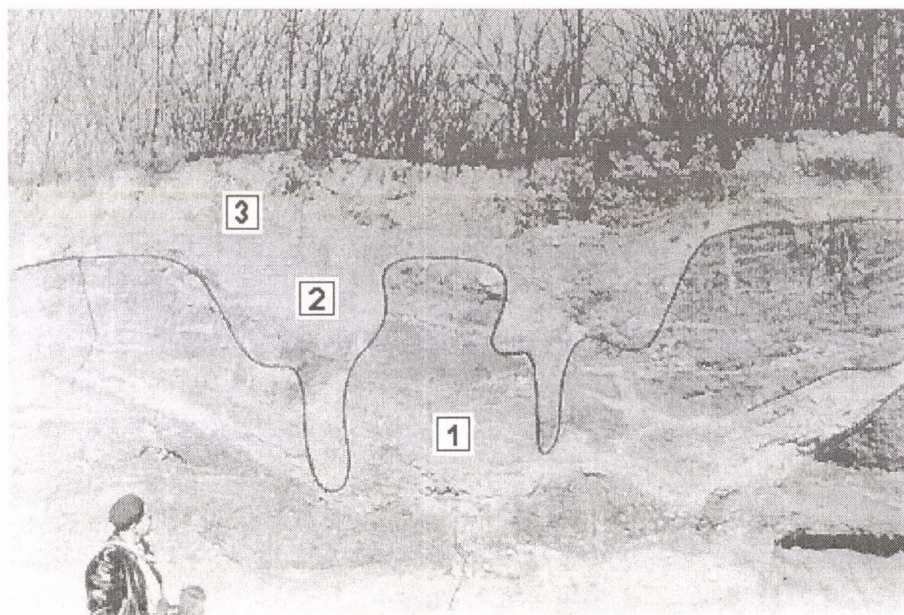
18. kép. Feltehetőleg periglaciális jégkiválások hálózatainak maradványai vöröses agyaghártyával bevont kavicsban. Kemeneshát, Rába-kavics, Kemenesmihályfa (Fotó: PÉCSI M.)

Az egész feltárásban a kavics vörösbarna vályoggal kevert és erősen cementált. Ezt az anyagot függőleges (b) és horizontális (a) kiterjedésű világos szürke, 2–5 cm széles felületek szabdalják. Ezek az erek a feltárás belseje felé folytatódnak, az anyaguk a környezetüktől csupán abban különbözik, hogy a kavicsszemeket nem borítja vörösbarna agyaghártya, éppen ezért világos szürke, késszürke színűek. Nem növénygyökér menti redukációs erek, mert felületet adnak ki és elhelyezkedésük dinamikája is rendszerint mértani. Az egykori felszínre merőlegesek, ill. azzal párhuzamosan vagy kissé szögben dőlnek. A képen látható közel függőleges, kisebb szaggatott fehér vonalak a csákányozás következményei

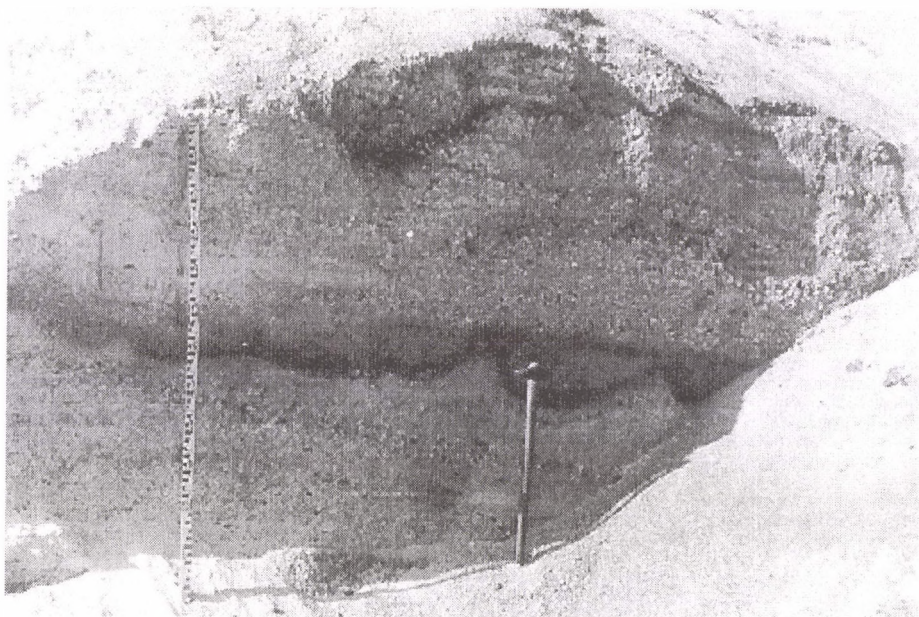












21. kép. Fedett enyhén deformált mangános kavics rétegek, többnyire szintén „álperiglaciális” jelenségek lehetnek. Balatonfelvidék, Szentbékállya, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

A 8–10 m-es vastag pannóniai korú kavicsfeltárásban 6 m-re a felszín alatt kb. 20–30 cm vastag gyűrt, deformált kavicsréteg fordul elő. A rátelepülő kavicsösszlet már zavartalan településű. A fedett enyhén gyűrt vasas-mangános kavicsréteg lerakódása közben időszakaszosan szárazra került térszínén képződhetett kiszáradásos folyamat során. Az ilyen formákat nem sorolják a periglaciális fagyjelenségek közé

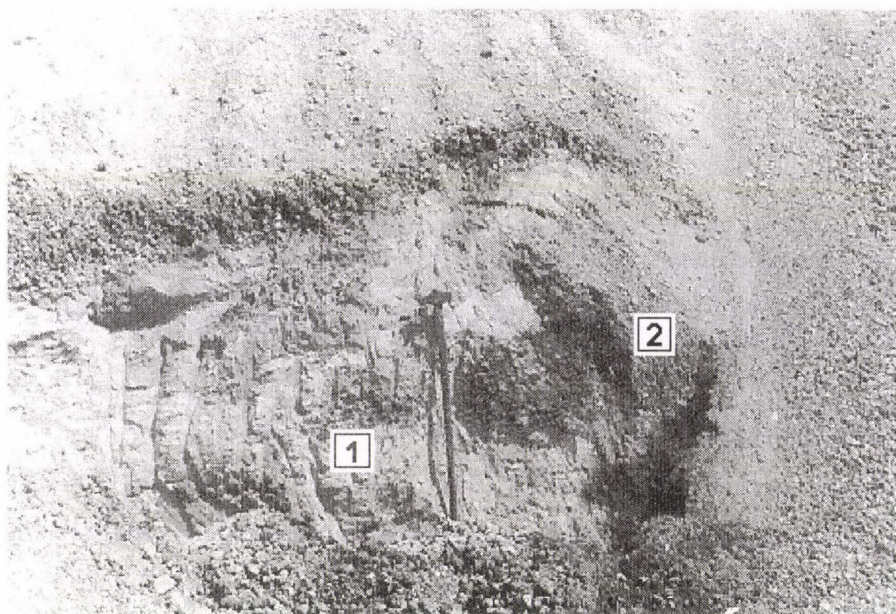
19. kép. Erősen deformálódott jégécek formamaradványai. Egyházásrádóc, Rábántúli-kavicsstakaró (Fotó: PÉCSI M.)

A kavicsstakaró enyhe lejtőn szolifluidálódott, homokkal, agyaglepényekkel és agyagbemosódásos barna erdőtalajjal keveredett a kavics. Az áttelepülés során a kavicsszemek barna agyaghártyával és agyaggal borítottak be (1). E folyamat után képződtek az átlag 3 m-es jégécek (2), amelyek a többszöri újrafagyás és olvadás során az agyagos kavicsban jelentősen deformálódtak, zsákszerűen kitégultak. A fagyécek töltelékanyaga agyaghártyás homokos kavics. A felszínt agyagbemosódásos barna erdőtalaj képezi (3)

20. kép. Vasoxiddal összecementált kavicsék típus. Tapolcai-medence, Billege, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

Apró és közepes szemnagyságú kavicsban 2–3 m mélyre lenyúló nagy ékformákat vasoxid kéreggel összecementált kavics tölti ki. A kavics litosztratiográfiai fiatal neogén korú lehet. A vasoxidos kavicsék nem tipikus periglaciális jelenség







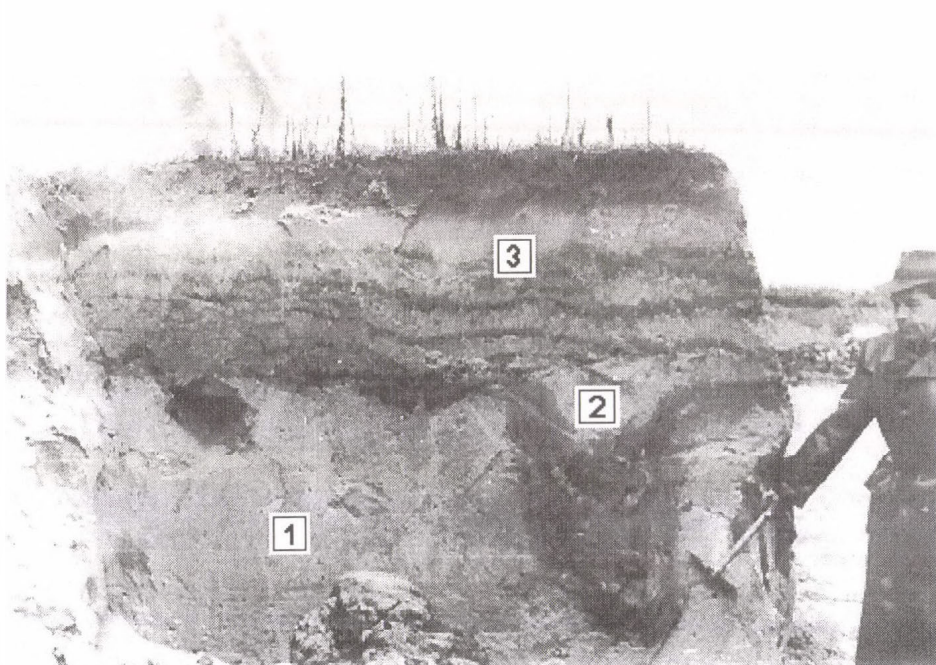
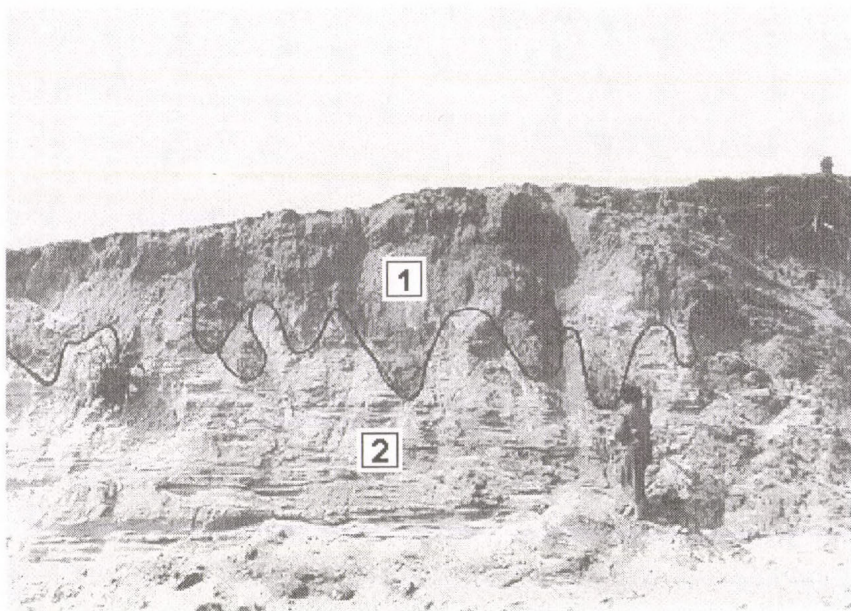


23. kép. „Vályogos homokzsáktalaj” típusa lejtőkön. Pilisvörösvár (Fotó: PÉCSI M.–GÓCZÁN L.)

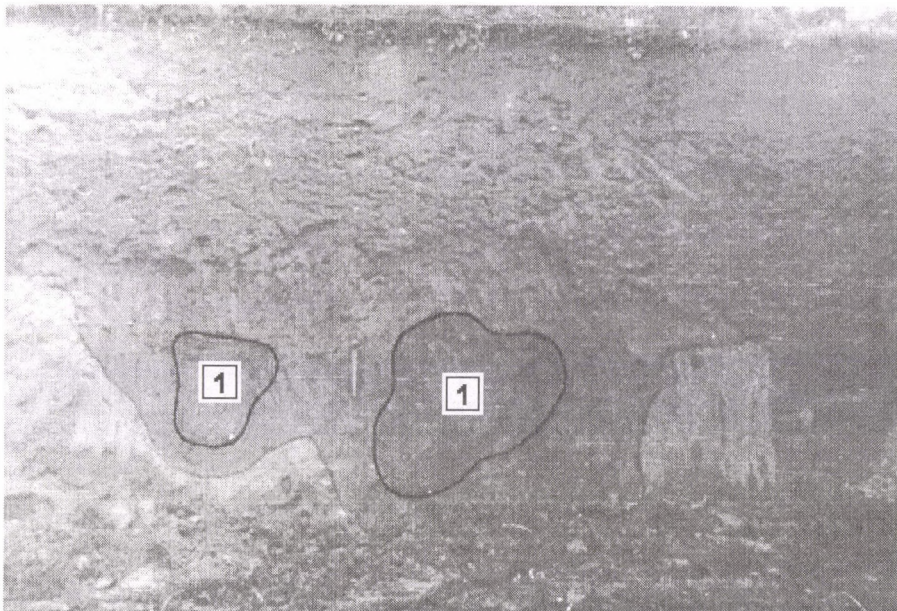
Enyhén lejtő deráziós völgy oldalán, foltos tundra emlékei lehetnek. A dolomit murva kavicsokkal tagolt homok (1) finoman rétegzett és a rétegződés a felszín lejtésével általában azonos dőlésű. Ebbe, mint anyakőzetbe mélyülnek be a 80–150 cm mély és 50–80 cm széles vályogos barna erdőtallajjal kitöltött fordított méhkas alakú fagyformák (2) (l. 25. ábra). Keletkezési mechanizmusuk még nem tisztázott. A jelen periglaciális zónákból eddig még nem ismertettek ilyen formákat

22a.,b. kép. Kürtöszzerű homokos finom mag (1) körül erősen zavart kavics burok (2). Tapolcai-medence, Billege, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)

A pannóniai fehér kvarchomok (1) csonkolt fatörzs formákban nyomult fel a barnássárga apró- és középszemű kavicsba. A homok mag körül a lapos kavicsok mind erősen orientáltak voltak. A bánya feltárás egyes részein ez a jelenség „fedett krioturbációnak” tűnt. De a bányászat továbbhaladása során olyan szelvények is napvilágot láttak, ahol a fehér kvarchomok kürtöszzerűen több méter magasra benyomódott a kavicsösszetbe (22b.). E jelenséget – a Tapolcai-medencében – posztvulkáni fumarola tevékenységgel hoztuk kapcsolatba







26. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” ferde síkú metszete. Somogyszentiván, útbevágás (Fotó: PÉCSI M.)  
A bemélyedő fordított méhkas alakú formák vízszintes metszete kör vagy ovális alakú (1)

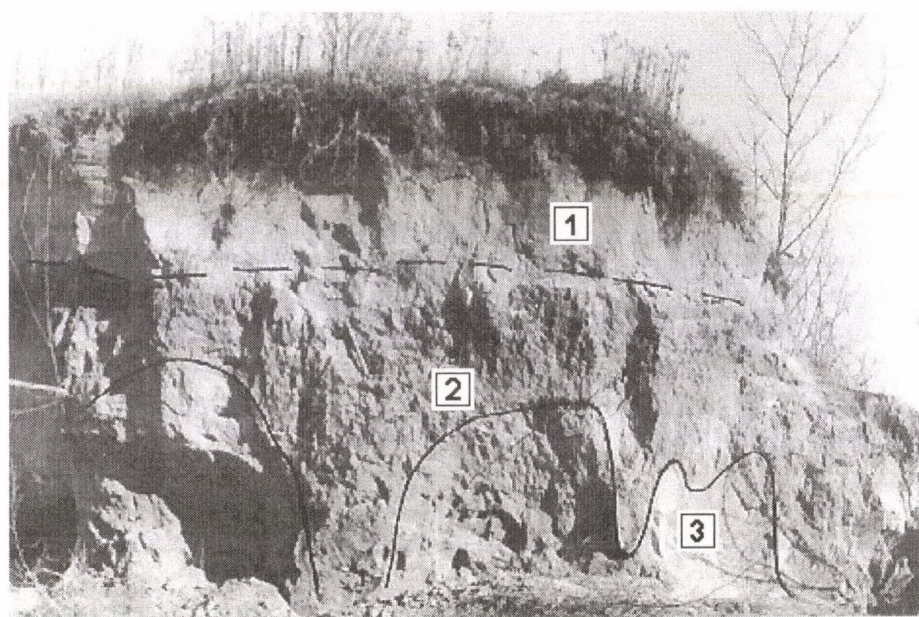


24. kép. Vályogos homokzsáktalaj lejtőn. Tatabánya, homokgödör, a Bodis-hegy oldalában, közvetlen a Budapesti műút mellett (Fotó: PÉCSI M.)

A homokzsáktalajok a hegy oldalán ellankásodó enyhe lejtőkön képződtek ki, az erősebb lejtőn nincsenek meg. A fordított méhkas alakú zsákokat vörösesbarna erdőtalaj tölti ki (1). A hegyoldal erősebb lejtő részén a vörösbarna fosszilis erdőtalaj elvonszolóást szenvedett. Nem kizárt, hogy sávós-barázdahantós talajfagy formák (Streifenboden) is lehetnek. Az anyakőzetet képező homok finoman rétegzett (2) s közbe-közbe dolomit törmelékes erek iktatódnak. A feltárás alsóbb részében a homok durva eocén mészkőből és alárendelten dolomitból álló lejtőtörmelékkel keveredik

25. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” sík felszínén. Somogyi-dombság, Kaposvártól K-re (Fotó: PÉCSI M.)

Derázis völgy nagyon enyhe lejtésű oldalán finoman rétegzett áttelepített homokba (1) kovárványos barna erdőtalaj zsákosan települ (2). A zsák mélysége 80–120 cm. A zsák fölé 80–100 cm vastag kovárványos barna erdőtalaj telepszik (3)







29. kép. Feltételezett periglaciális fagyjelenségek. Hódmezővásárhely, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

A feltárás anyaga finoman rétegezett homokos lösz- és agyagrétegecskékből áll. A több mint 100 m hosszú feltárás falában a finom anyagú rétegecskék négy helyen 5–8 m átmérőjű tál alakban bemélyülnek. Úgy, hogy a finom agyagos, iszapos réteglapok mind a mélyedésben, mind azon kívül is az egész feltáráson át folytatódnak. E negatív formák nem lehetnek hajdani morotvák kereszttszelvényei, de egyszerű krioturbációs rétegdeformálódások sem. Inkább a periglaciális lencsés jégkiválások, kriolakkolitok formamaradványainak lehetne tulajdonítani

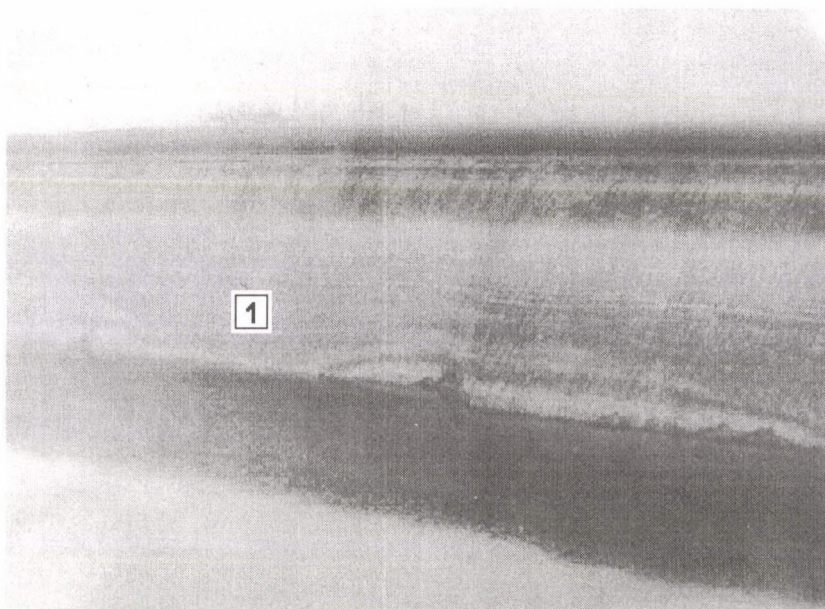


27. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” futóhomokon. Somogy megye, Sárvoly határában. A Budapest-Nagykanizsa, műút mellett (Fotó: PÉCSI M.)

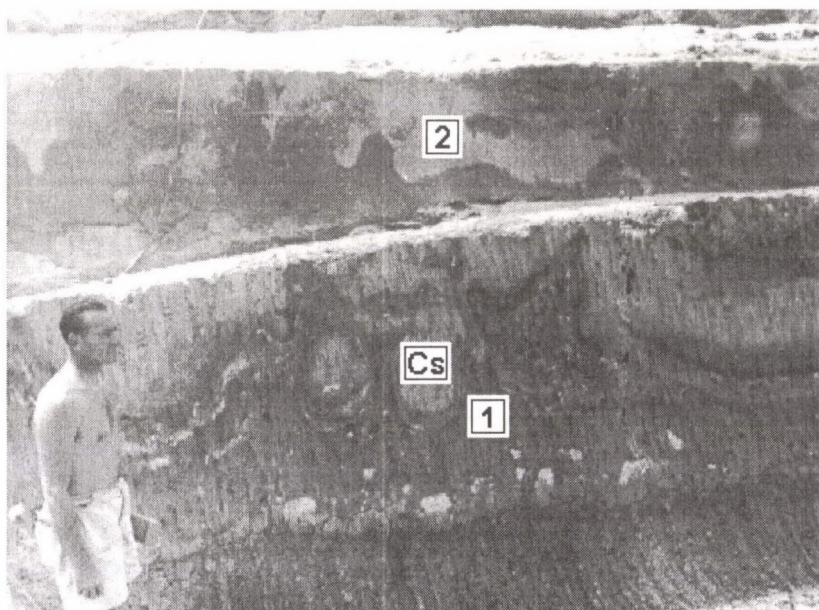
A feltárásban kovárványos barna erdőtalajból ritmusosan zsákok türemlenek be a mésztelen futóhomokba. 1 = kovárványos barna erdőtalaj „A<sub>2</sub>” szint; 2 = vörösbarna agyaghártyás homok homokzsákszerű formában; 3 = sárga színű mésztelen homok

28. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” Marcalitól K-re, Somogy megye (Fotó: MAROSI S.)

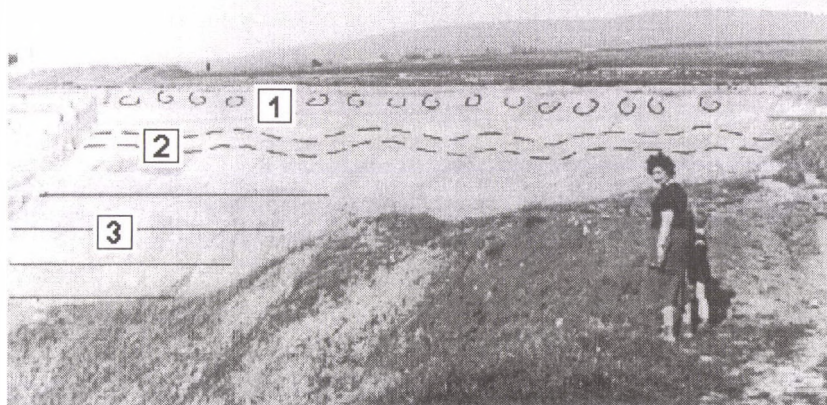
A folyóvízi homokba mélyülő homokzsák oldalait körös-körül lepényszerű vörösbarna homokos vályog burkolja, magában a zsákban is vörösbarna homokos vályoglepények – kovárványok – váltakoznak aransárga színű homokkal. A zsákok 2–2,5 m nagyságúak, enyhén bemélyülő kisebb derázis vagy eróziós völgyek peremén helyezkednek el. Vitatott, hogy periglaciális talajfagy jelenség-e, vagy a kovárványos barna erdőtalaj valamely változata-e? E típus csupán látszatra hasonló a 25., 27. képen bemutatott formákkal, de azokkal nem egészen egyező jelenség



30. kép. Feltételezett kriolakkolit formamaradvány. Hódmezővásárhely, II. sz. téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)  
 A feltárásában az egyik lapos tál alakú bemélyedés (1) tölcsérszerű formában folytatódik a fekvő homokréteg  
 felé (l. 30. ábra)





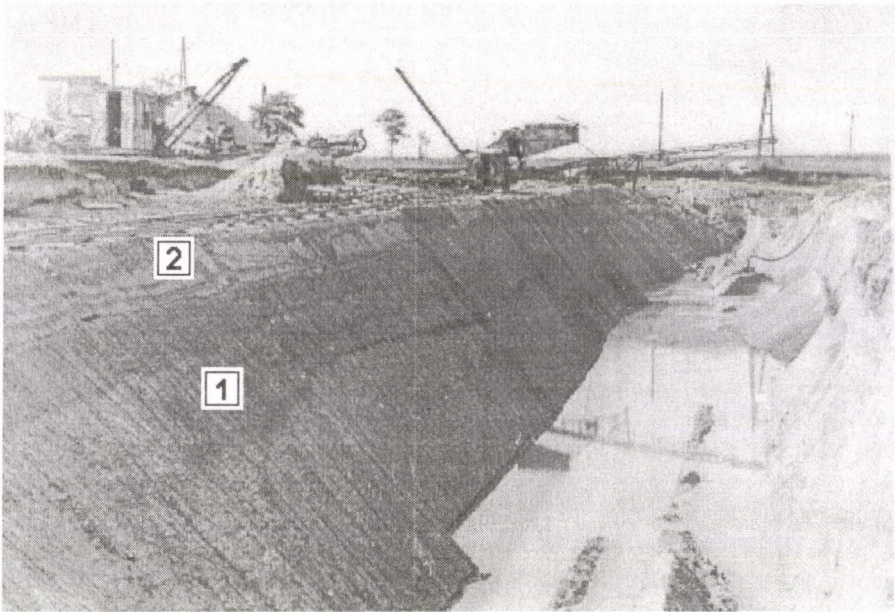


32. kép. Pannóniai agyag és homokos agyagrétegek fagyhatásra létrejött deformációja. Tatatóváros, téglagyár  
(Fotó: PÉCSI M.)

A fagydeformált rétegek (2) általában a felszín alatt 2–5 m mélységek között fordulnak elő. A felszín közelében 1–2 m mélyséig (1) az agyagos rétegek ugyanis kaotikusan gyüredezett krioturbációs formát mutatnak. 5 m-rel a felszín alatt a pannóniai agyagrétegek zavartalanul települnek (3)

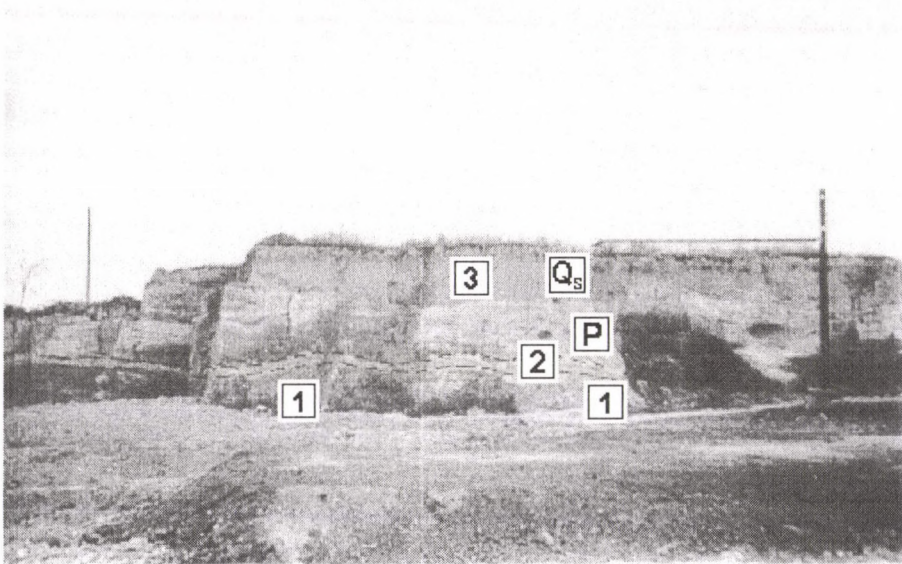
31. kép. A „csepptalaj” és a „virágfüzérés talaj” közötti átmenet típusok. Pestlőrinc, téglagyár  
(Fotó: PÉCSI M.)

Az alsó sötétebb színű pannóniai agyag, ill. homokos rétegben (1) csepp alakú homokzárványok (Cs) vannak, majd hosszabb nyitott formák – gírlandok – (2) következnek

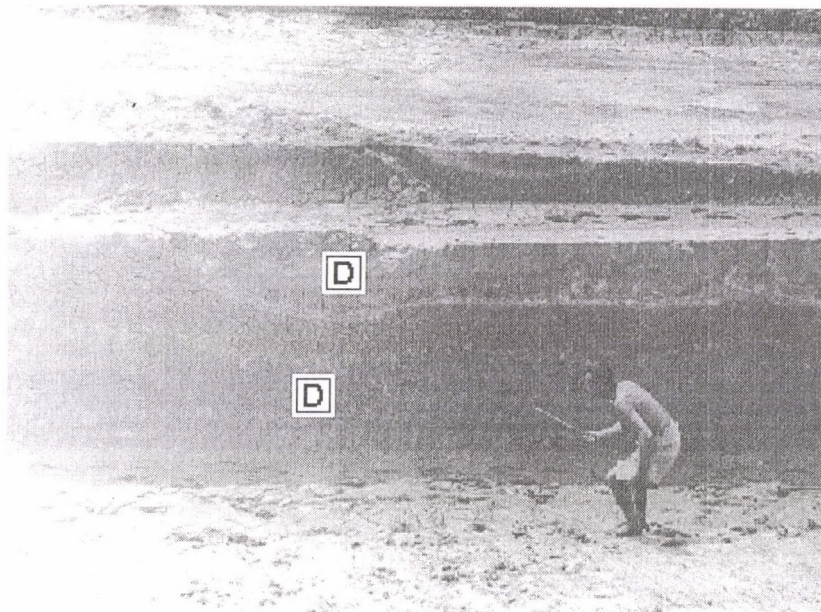


33. kép. Fagydeformált és krioturbált pannóniai agyag. Borsosgyőr, Pápa közelében (Fotó: PÉCSI M.)

A felszín közeli réteg krioturbált (2), a mélyebb agyagos rétegek 2,5–3 m mélységben csupán hullámosan deformálódtak (1)







35. kép. Fagydeformált pannóniai agyagrétegek (D). Pestlőrinc, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

A periglaciális rétegdeformáció jelensége a feltárás 5 m mélységéig követhető. Ez alatt a pannóniai agyagréteg zavartalanul telepszik



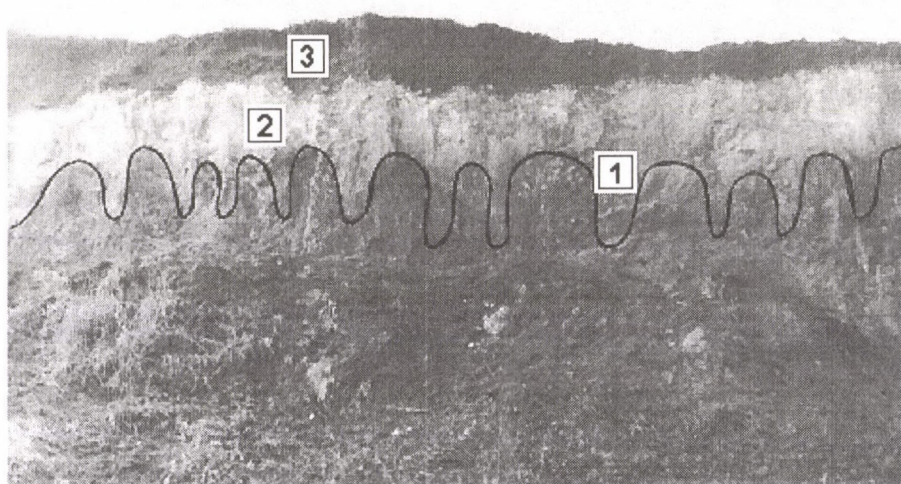
34. kép. Hullámosan fagydeformált pannóniai agyagrétegek (2). Csepreg, téglagyár, Vas megye (Fotó: PÉCSI M.)

A feltárásban több, 30–50 cm vastag kékagyag réteg lapos hullámokba gyűrődött – kriotektonika. A rétegzavargás azonban 7–8 m mélységben már nem mutatkozik (1). A feltárás pannóniai (P) rétegsorára szoliflukciós ( $Q_s$ ) agyag-vályog telepszik, amelyben még agyagpoligonok is képződtek (3)

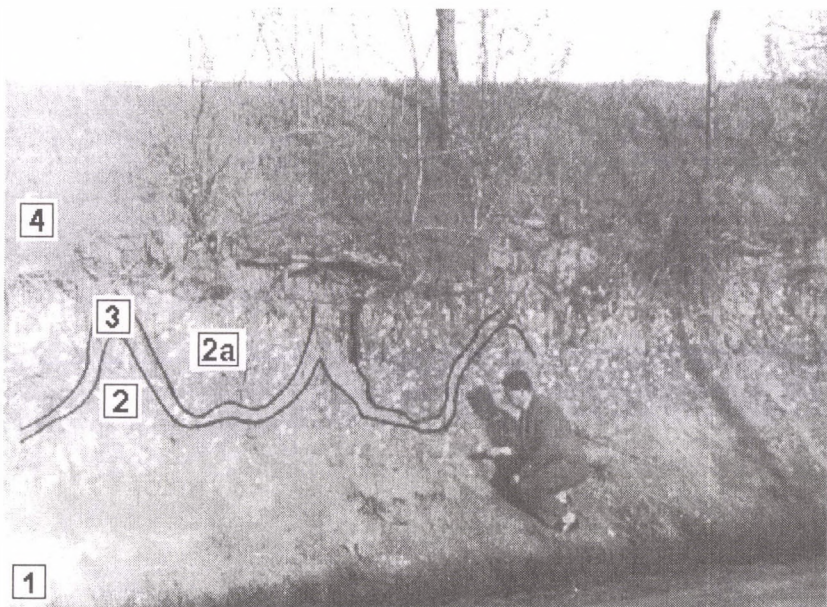


36. kép. Fagydeformált pannóniai agyagrétegek enyhe lejtőn. Galgahévíz (Fotó: PÉCSI M.)

Az egyes agyagos, talajos rétegek 1,5–2 m-rel a felszín alatt szabályos 8–10 m hosszú hullámokat vetnek. A gyüredezés itt sem tektonikus, hanem „kriotektonikus” eredetű. A réteg hullámozása 4–5 m mélységben megszűnik







38a.,b. kép. Sávós barázdahantos vörös agyagtalaj (Streifenboden). Tolnai Hegyhát, Belecseka község előtti útbévágás (Fotó: PÉCSI M.)

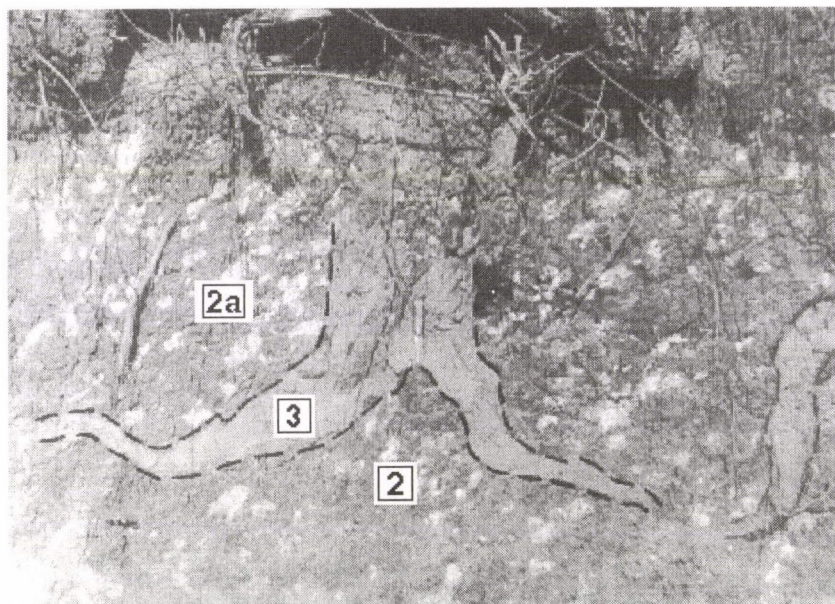
A feltárás alapzata pannóniai agyag (1), erre mészkőgumókat tartalmazó vörösayag telepszik 1–2 m vastagságban (2), ebben képződött ki a sávós barázdahantos talaj (2a.), amelyeket homokékek (3) választanak el egymástól. A felszínt futóhomok takarja be (4). Egyedülálló jelenség a posztpannóniai eredetű vörösayag lejtőn való lepusztulásának folyamatáról. A 38b. ábrán a homokkal kitöltött földék lehet periglaciális jelenség, de feltételezhető, hogy arid kiszáradási jelenség

(A 38b. kép a következő oldalon)

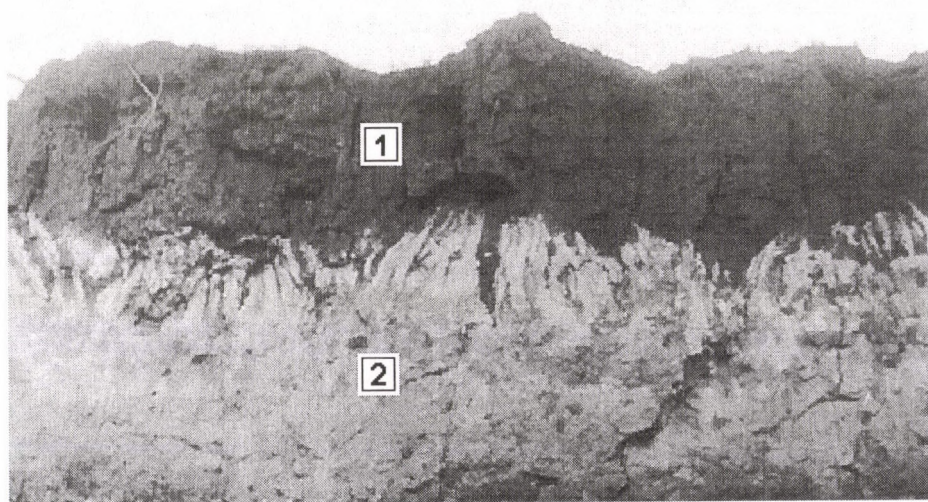


37. kép. Sávós barázdahantos periglaciális fagyott talaj (Streifenboden). Kerecsendi feltárás (Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.)

A sávós barázdahantos talaj, a poligonális talajok lejtős – nyílt alakzatú – változata (1). A barázdákban a lejtés irányában – az előtér felé – szoliflukciósan mozgott a meszes homokos vályog (2). Majd a szoliflukciós mozgás nemcsak a barázdákra szorítkozott, hanem az egész lejtőt szoliflukciós agyaggal takarta be. Ezt követően képződött ki a mátraalji sötét színű, mezőségi dinamikájú poligenetikus eredetű talaj (3), amelyből sötét színű talajékek hatolnak be a karbonátos homokos rétegbe (2) (l. 8. ábra és 39. kép)



38b. kép.







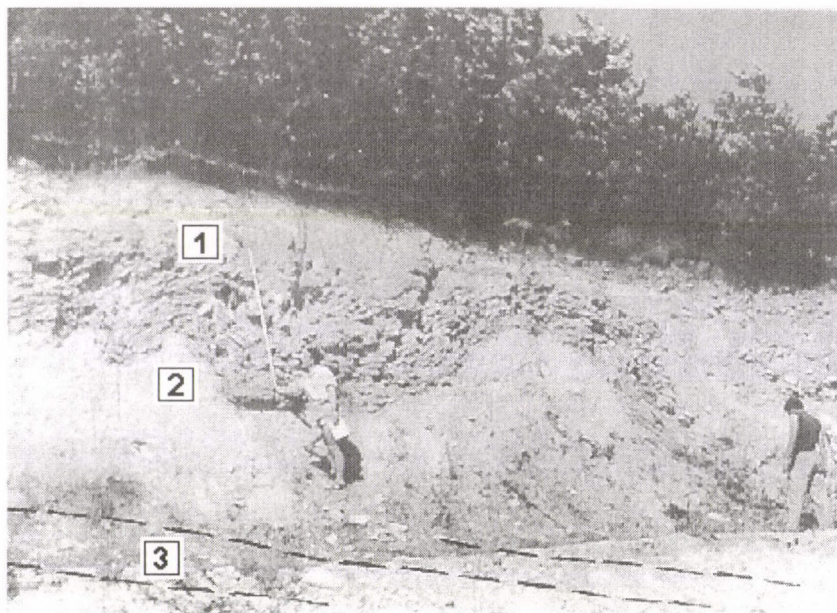
40. kép. Mésszel kitöltött „fagyrepedések”. Kerecsendi téglagyár feltárása (Fotó: PÉCSI M.)

Szoliflukcióval áttelepített vályogba (1) 2–3 m mélységig 2–5 cm vastag meszes „fagyrepedések” felső része utólag a lejtő irányába elmozdult (2). A felszínt fekete, sötétszürke vályogtalaj borítja. Fosszilis barna erdőtalaj mezősségi dinamikát vet fel. Ennek az alsó szintjéből indulnak ki a mésszel kitöltött fagyrepedések. Ahol a lejtő meredekebb, ott a dolomitos meszes anyagú kiválással kitöltődött repedések felső része ívesen derékszögben meghajlik és helyenként közel vízszintes fekvésű



39. kép. „Fésűs talaj”. Kerecsendi műút menti feltárás (Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.)

Szoliflukciós eredetű homokos meszes vályogba (2), a fedő sötét színű csernozjom dinamikát mutató barna erdőtalajból (1) fésű fogaihoz hasonló, 0,5 m-es ékek nyúlnak lefelé. Az alsó világos színű rétegben a sötét foltok krotovinák



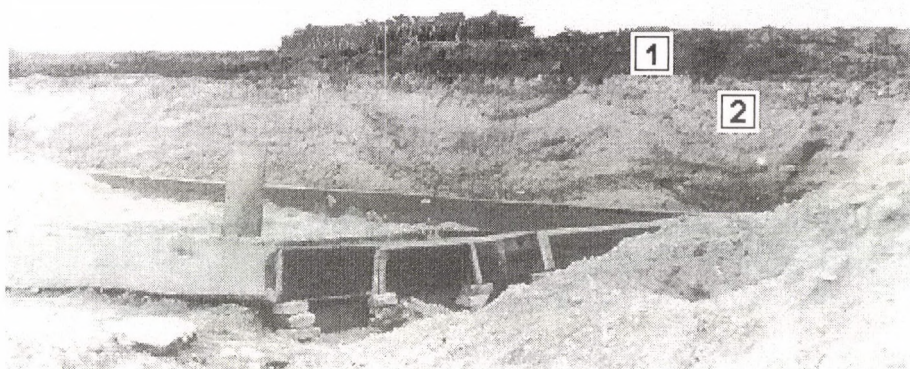
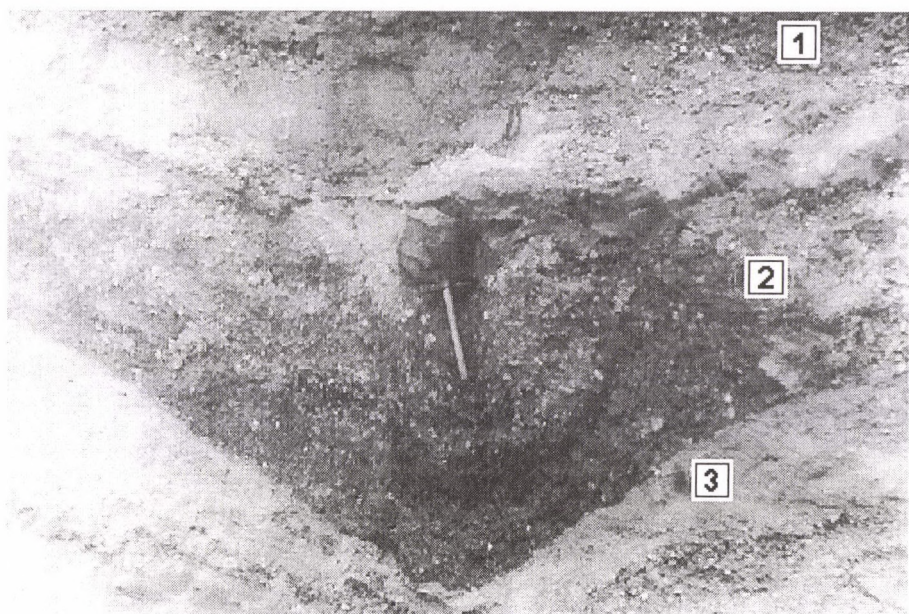
41. kép. Kriotektonikus rétegdeformáció. Gánt, bauxit fejtő (Fotó: PÉCSI M.)

A felső gyűrt réteg eocén agyagmárga (1), amely alatt márgás agyagréteg (2) települ. A fagyzavarta felső rétegsor 3–4 m vastag, az alatta fekvő eocén rétegek (3) már zavartalan rétegződést mutatnak. Az eocén mészköves összlet alatti bauxit pedig erős diszkordanciával dolomitra telepszik

42a.,b. kép. Kriotektonikus rétegdeformáció típusa kavics hordalékkúpon. Lovászpátona, kavicsgödör (Győr-Sopron megye) (Fotó: GŐCSEI I.)

A 42a. kép a feltárás egy kisebb részlete. 1 = vörösbarna erdőtalaj; 2 = fagydeformált kavicsréteg; 3 = homokréteg (l. 40. ábra)









43. kép. Kriotektonikus rétegdeformációk a hegyeshalmi kavicsbányában (Fotó: PÉCSI M.)

Homokrétéggekkel sűrűn tagolt feltárásban jól kirajzolódó 2–3 m hosszú hullámok láthatók. A rétegek deformálódása 3–4 m mélységig hatol le. A feltárás felszínéről a talaj és szilt réteget eltávolították kb. 1 m vastagságban







45. kép. Periglaciális blokkfácies a lejtőn, Zempléni-hegység (Fotó: PÉCSI M.)  
A különböző nagyságú andezit-tömbök 5–8°-os lejtőn helyezkednek el



44. kép. Agyagos, homokos kavicsgirlandok. Győr-Újfalu, Fehérvári út menti kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.)  
A dunai hordalékkúp kavicsos, homokos rétegei mintegy 12 m vastagságban pannóniai agyagra települnek. A girland maradványok a hordalékkúp terasz peremi felső részén voltak gyakoriak







48. kép. Szoliflukciós lejtőletarolás formamaradványai. Kerecsend, Laskó-patak menti feltárás  
(Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.)

A fagyrepedéseket kitöltő meszes dolomit kiválással kitöltött ékek a kép jobb oldalán jól láthatóan a lejtő irányába elvonszolódtak, megszakadtak és egyre jobban letarolódtak (l. 40. ábra)

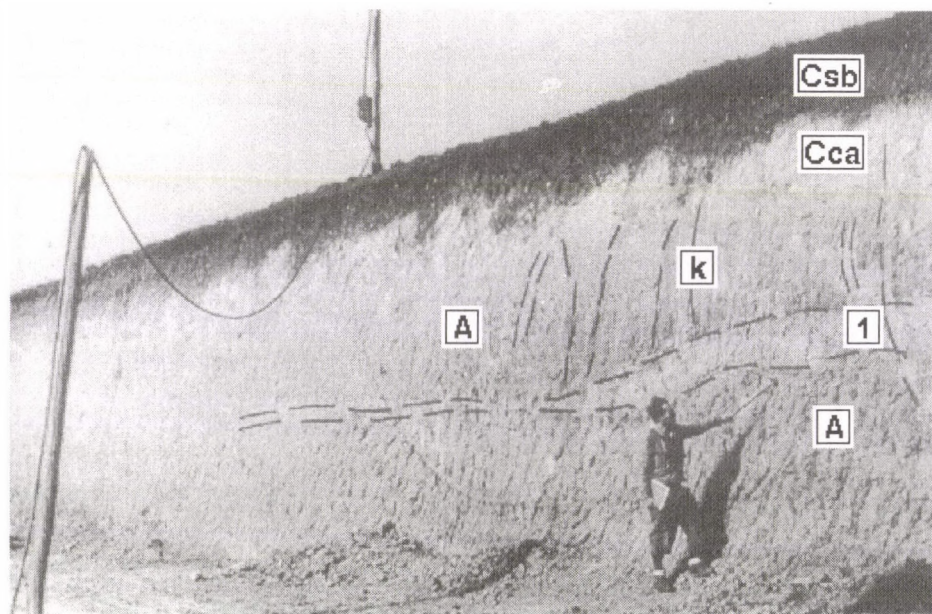


46. kép. Periglaciális mészköves és agyagpalás lejtőtörmelék a Bükkben (Fotó: PINCZÉS Z.)

*Az egyes kisebb–nagyobb mészkő-blokkok agyagos talaj málladékba ágyazódtak*

47. kép. Szoliflukciós anyagszállítás és felhalmozódás üledéke enyhültebb lejtőn. Lábatlannál a Duna V. sz. terasza felszínén (Fotó: PÉCSI M.)

A feltárás alsó nagyobb részét dolomitos meszes agyag, *vörös agyag*, *sárga* homokos agyag deformálódott és egymásra többször ismétlődő lepényei képviselik. Majd a feltárás 1–2 m-nyi felső részét finoman rétegzett löszszerű és homokos löszanyag – lejtőlösz – alkotja



49. kép. Szoliflukciós anyagszállítás és felhalmozódás formamaradványai enyhe lejtőn. Kerecsend, téglagyár fejtője (1960 tavaszán) (Fotó: PÉCSI M.)

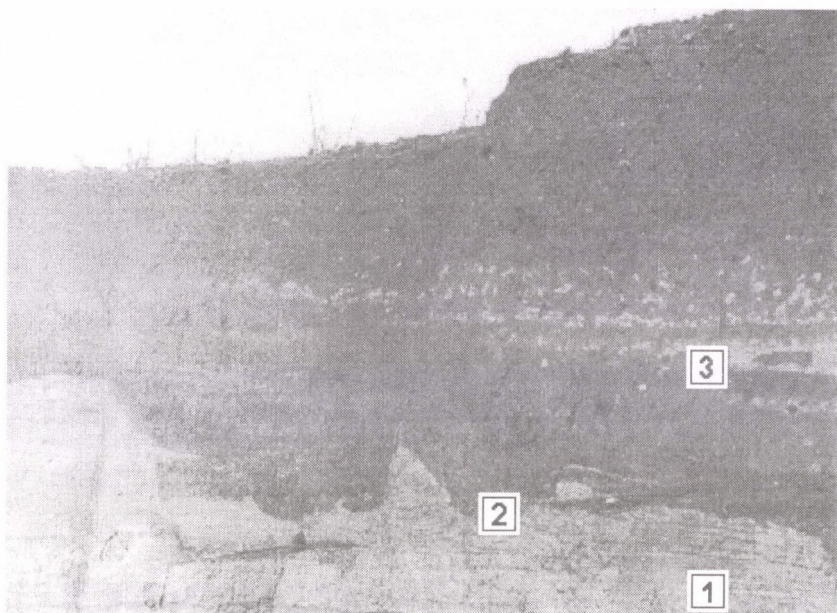
A helyenként jól kivehetően levelezett rétegződésű homokos vályog, vályogos homok (A) közé 5–20 cm vastagságú hosszan követhető agyaglepény (1) települt közbe. A 3–5 m vastag lejtőüledék alapját pannóniai rétegek képezik (a képen ez nem látszik). A feltárás sötétszínű talaja poligenetikus, csernozjom dinamikájú barna erdőtalaj (Csb), amely alatt jelentős dolomitos-meszes (puder és konkrécio) felhalmozódás van (Cca). E talajfelhalmozódási szintből 2–3,5 m mélyre lehatoló pár cm-nyi széles repedéseket karbonátos anyag tölti ki (k), polygonális repedéshálózat mentén (l. 39., 40., 48. kép)

50a. kép. Több szakaszú szoliflukciós lejtőüledék felhalmozás. Eger, Noszvajai úti téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

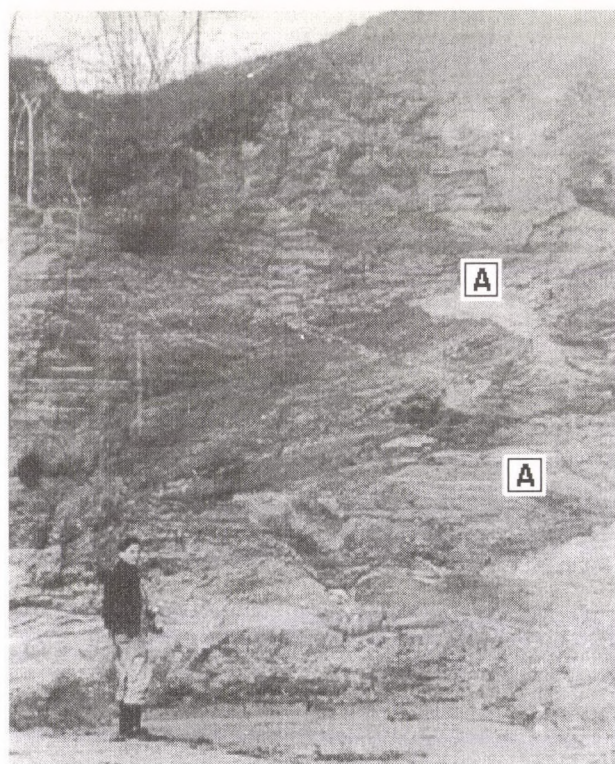
A kép alsó felében látható sűrűn rétegzett szalagos agyag, homokos agyag, agyagos homok rétegek (1) általában a felszín mai dőlését követik. E sajátos szolifluidálódással felhalmozott „Bänderton”-szerű anyag felszínét eróziós folyamat tarolta, ennek nyomát az említett üledék felszínén található kavics és murva jelzi (2). Majd az eróziós diszkordancia amorfán szolifluidált több m vastag barna talaj szediment rakódott le (3) (l. 72. ábra és 80a., b. kép)

50b. kép. Közettörmelékes szoliflukciós agyagvályog lejtőüledék a zágrábi Medvegynica magasabb hegylábi lejtőjén (Fotó: PÉCSI M.)

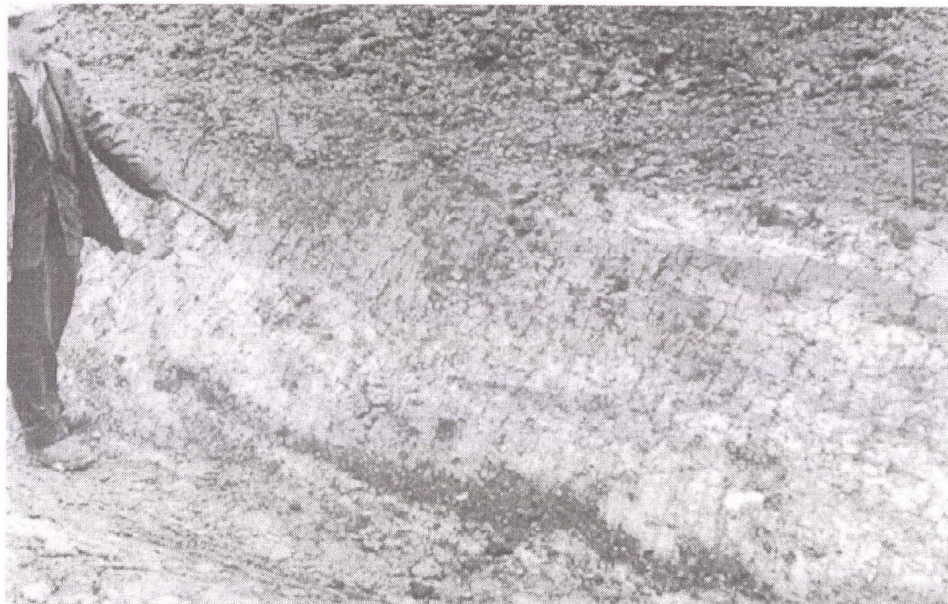












53. kép. Szoliflukcióval áttelepített pannóniai agyag és fosszilis vályogtalaj a lejtő aljában. Rakaca-völgy (Fotó: PÉCSI M.)

Az egyes agyag- és vályogtalaj rétegek pár cm vastagok, enyhén gyüredezettek. A gyüredezettség lehet utólagos krioturbációs folyamat eredménye

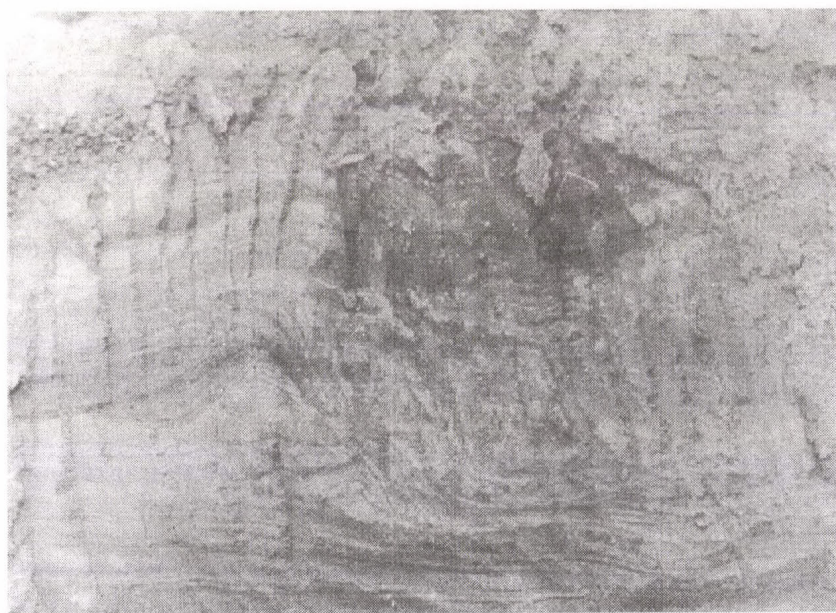


51. kép. Szoliflukciós úton áttelepített agyagos kavics fosszilis barna erdőtalaj „B” szintjével és karbonátos leplenyekkel elkeveredve. Kemeneshát (Fotó: PÉCSI M.)

A szoliflukcióval mozgatott anyag a lejtőn csak bizonyos vastagságban maradt vissza. Míg a lejtők alján és az alsó enyhébb lejtők pihenőkön nagyobb vastagságot (8–10 m-t) is alkothat

52. kép. Hordalékkúp teraszról a lejtő oldalára telepített kavics homokkal, agyag- és fosszilis talajleplenyekkel rétegezve. Egyházasrádóc, kavicsgödör (Fotó: PÉCSI M.)

A mintegy 8–10 m-es feltárás egész anyaga – kivéve a pannóniai fekvőből áttelepített agyagleplenyeket (A) – barnás-lilásvörös színű. A lejtőüledék (homokos, agyagos kavics) részben szabályos, részben rendezetlen rétegtelepülést mutat a szoliflukció, a lejtőleemosás, esetleg sárfolyásos folyamatok váltakozása miatt







55a.,b. kép. Szoliflukcióval és deráziós lemosással felhalmozódott agyag és vályog deráziós völgyben (55a. kép) és a lejtőn (55b. kép). Eger Noszvaji úti téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

1 = deráziós völgykitöltés, szoliflukció által áttelepített talajjal; 2 = deráziós szoliflukció által felhalmozott finoman rétegzett agyagos lejtőüledék

(A 55b. kép a következő oldalon)



54a.,b. kép. Mikrorétegzettségű homokos vályog és lejtőlösz. Zalalövő, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

Az 5–6<sup>0</sup>-os dőlésben a Zala jelenkori völgytalpa alá lejtő finom rétegződésű homokos vályog nagy mennyiségű agyagbemosódásos barna erdőtalaj részecskét tartalmaz, amely a lejtős áttelepítés során keveredett el az időnszakos szoliflukcióval, időnként pedig deráziós leöblítéssel.

A felhalmozódás közben egyes réteg-kötegeket (54b. kép) a krioturbáció is deformálta (l. 41. ábra)



55b. kép.

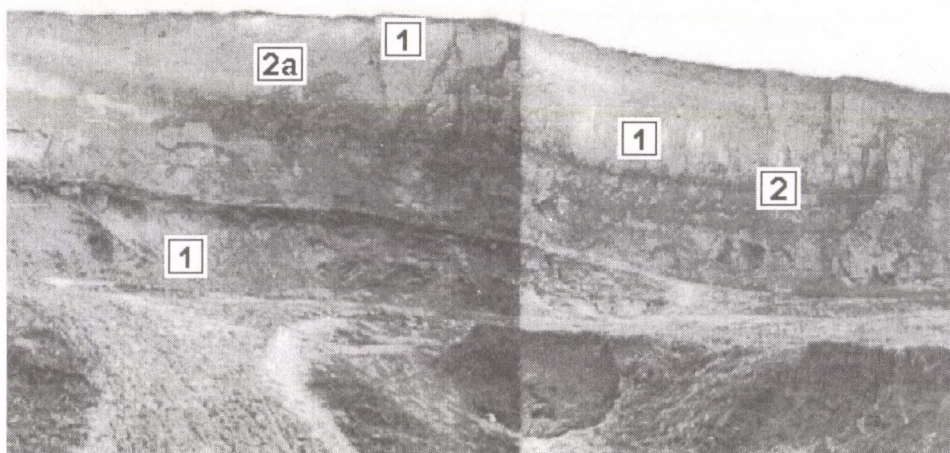
56a.,b. kép. Lejtőleomosással (deráziós leöblítés) felhalmozott finoman rétegzett üledék enyhe 1,5–3<sup>o</sup>-os lejtőn, Somogyi-dombság útbevágás Nyim községtől D-re (Fotó: PÉCSI M.)

A finoman rétegzett homok, lösz és agyag rétegek gyakorlatilag kiékelődés nélkül enyhe dőlésben futnak a völgytalp felé. Rétegek helyenként krioturbálódtak (56b.). Az egymásra települt pár mm vagy cm vastagságú, túlnyomóan finom homok frakciójú rétegek a „Bänderton”-hoz hasonló rétegződést mutatnak









57. kép. Több fázisban kitöltött tágas deráziós völgy. Sirok, a Tarna III. sz. teraszán (Fotó: PÉCSI M.)

A deráziós völgy töltelékanyaga agyagbemosódásos talaj agyagfrakciójával kevert homok, homokos vályog (2a). A mintegy 6–10 m-es töltelékanyagot három fosszilis talajzóna, közöttük a középső csernozjom barna erdőtalaj (2) tagolja. Az üledék első pillantásra löszszerűnek látszik. Tüzetesebb vizsgálat után finom rétegződésű homokos vályognak minősíthető (1)



58. kép. Kavicsos törmelékerekkel és szoliflukciós agyaglepényekkel tagolt „lejtőlösz”. Pilisvörösvári-árok, Pilisborosjenő, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

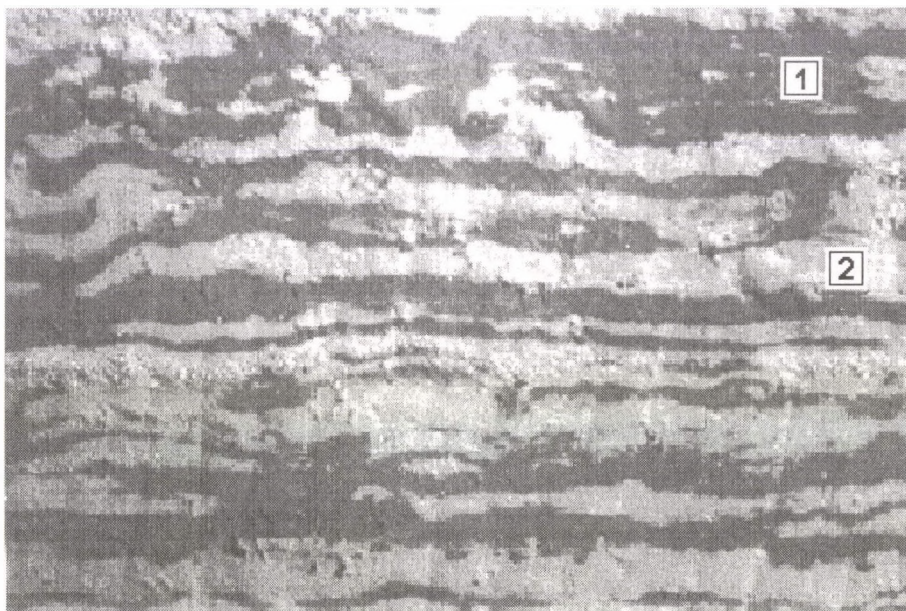
A feltárás anyaga egyes rétegekben annyira törmelékes, hogy löszös lejtőtörmeléknek felel meg. Egyes kötegek pedig löszszerűek, csupán finoman rétegzettek és csak közbe-közbe fordulnak elő kavics- vagy kődarabok és vékony törmeléksszintek



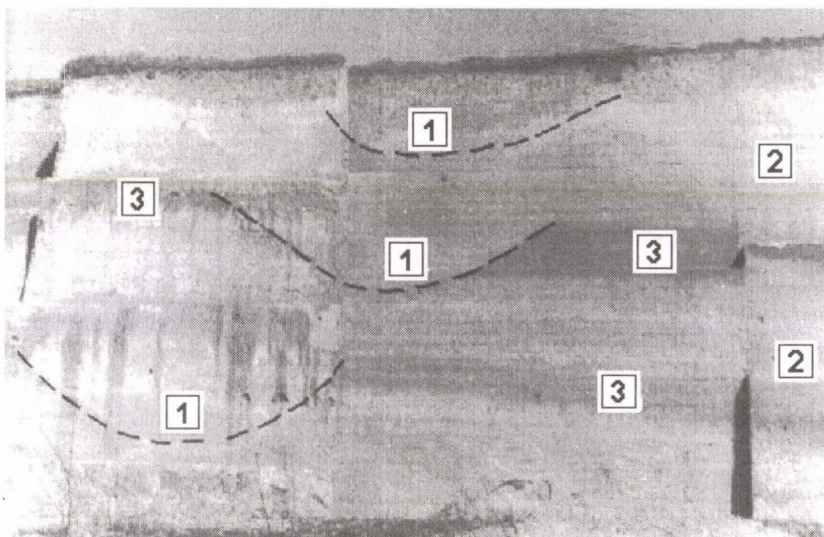


59a.,b. kép. Igen erősen homokkal rétegzett „lejtőlész” típusa. Balatonaliga M7 útbevágás (Fotó: PÉCSI M.)

1 = löszös réteg; 2 = finom homok réteg







60. kép. Egymásba mélyülő feltöltött deráziós völgyek lejtőlőszben, nagyobb deráziós völgy oldalán. Gyöng, községi téglagyár, a Tolnai-Hegyhátban (Fotó: PÉCSI M.) 1 = deráziós völgytöltelék, rétegzett „völgyi lösz”; 2 = rétegzett lejtőlősz; 3 = fosszilis talajsintek (l. 46b. ábra)



61. kép. Lejtőlőszben eltemetett tágas deráziós völgy. Tolnanémedi téglagyár, a Hegyhát Ny-i peremén (Fotó: PÉCSI M.) A deráziós völgyek kimélyülése és feltöltődése következtében domborzati inverzió figyelhető meg. A jelenlegi deráziós völgyek helyén deráziós hegyorrok, hátak voltak, s a képen látható eltemetett deráziós völgy helyén ma van pozitív forma, deráziós hát (l. 47. ábra és 76. kép.)





62. kép. Deráziós völgyi lösz domborzati inverziós helyzetben. Tolnánémedi téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)

63. kép. Homokos völgyi lösz. Környe, Komárom megye (Fotó: PÉCSI M.)

Deráziós lejtőleemosás folyamatával áttelepített, a lejtővel párhuzamosan rétegzett finom homok, löszös homok, az Által ér első ártér feletti teraszán. A rétegek dőlése olyan lefutású, hogy a jelenlegi ártéri szint alá buknak le.





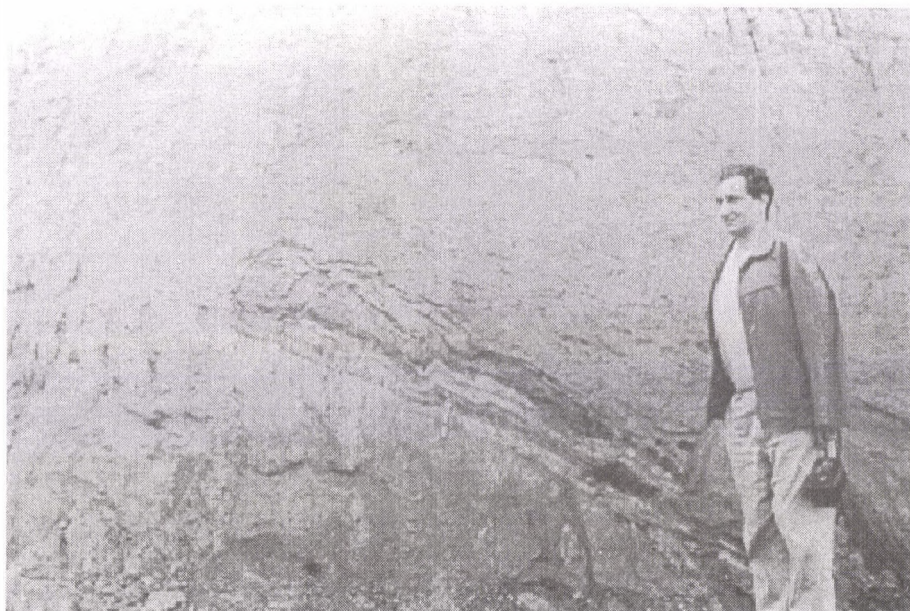


64a.,b. kép. Finoman rétegzett homokos lejtőlősz\*. Pannonhalmi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)

A Csanak K-i lejtőjét vastagon beborító lejtős löszhomok, ill. homokos lösz igen finoman, a lejtővel párhuzamosan rétegzett (64a. kép). Helyenként nagy deráziós völgyeket tölt ki.

\*Eképződményeket J. FINK osztrák professzor az INQUA Nemzetközi Lösz bizottságának egykori elnöke deráziós lösz néven javasolta jelölni Európa löszterképéhez tervezett jelkulcsban (J. FINK et al. 1977)





65a.,b. kép. Enyhén krioturbált rétegzett lejtőlösz. Zalalövő, téglagyár feltárásában (Fotó: PÉCSI M.)







66. kép. Finoman rétegzett homokos „lejtőlész” (deráziós lösz). Pannonhalmi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)  
A rétegződés a lejtővel nagyjából párhuzamosan, pár mm-es sávokban finomabb és kissé durvább réteglapocskákban jelentkezik



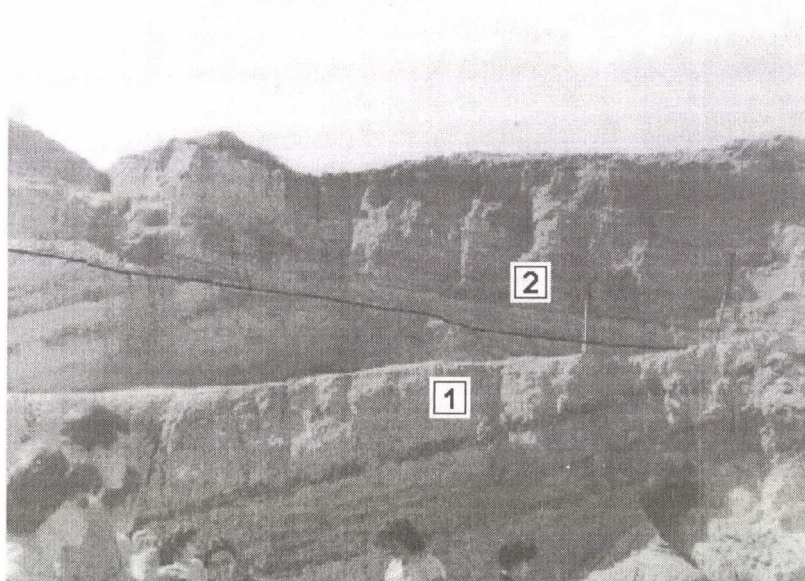
67. kép. Durván rétegzett homokos „völgyi lösz”. Kisterenye (Fotó: PÉCSI M.)

A rétegződés itt is a lejtővel párhuzamosan, finomabb és kissé durvább réteglapocskák ritmusosan váltakoznak egymással. Közbe-közbe talajrögöskék és apró konkréciós gumók is alkotnak réteglapocskákat. Az egyes réteglapocskák hosszan követhető felületet képeznek





68. kép. Lejtősen rétegzett homok, deráziós völgy oldalában. Tarnalelesz (Fotó: PÉCSI M.)  
A feltárt középszemű homok a völgytalp alá gömbhéjas rétegződéssel dől



69. kép. Deráziós úton áttelepített, a lejtő irányában rétegzett pannóniai homok. Pécsvárad, homokbánya (Fotó: PÉCSI M.)  
A pannóniai homokba (1) mélyülő deráziós völgy oldalán áttelepített homok (2) a deráziós völgy felé dől (l. 56. ábra)

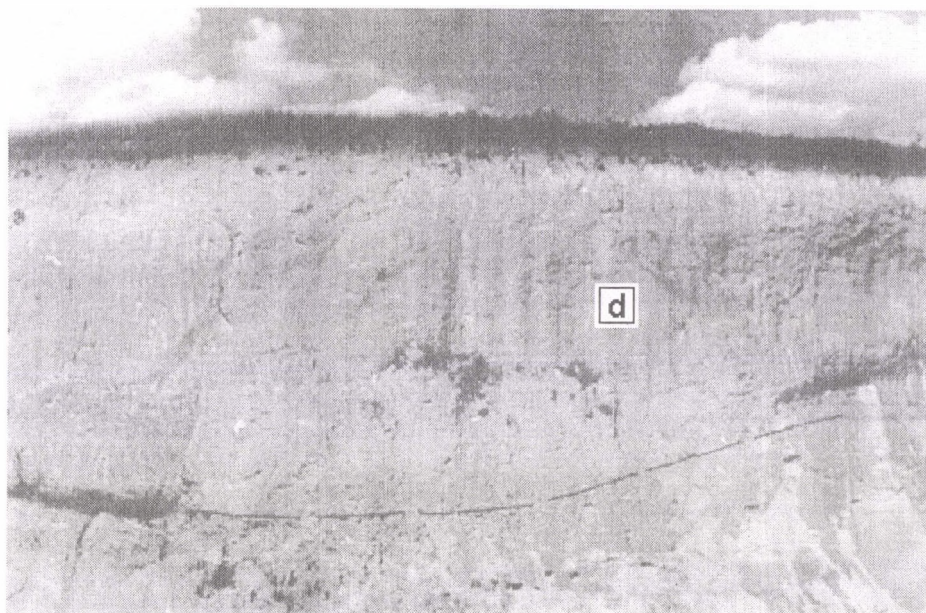




70. kép. Leveles szerkezetű, finom rétegződésű homok és homokos agyag, Nagybátony, új lakótelep  
(Fotó: PÉCSI M.)  
A képen előforduló lejtőüledék folyóvízi teraszzkavicsra telepszik





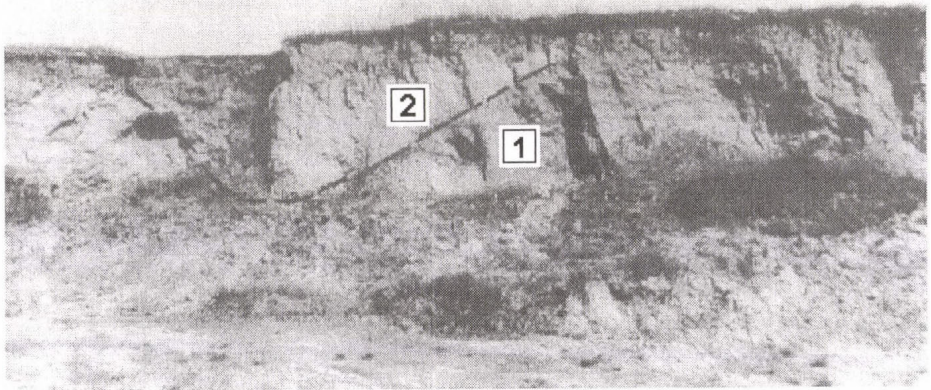
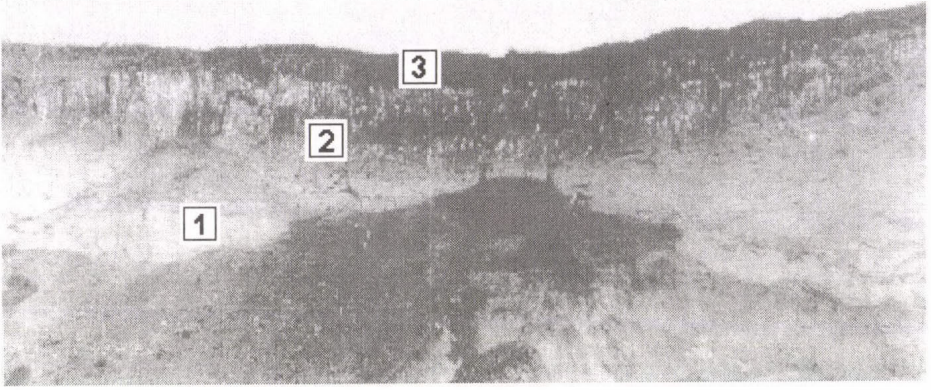


72. kép. Derázióval áttelepített pannóniai homok a bicskei homokbánya felső szintjében, deráziós völgykitöltésben (d) (Fotó: PÉCSI M.)

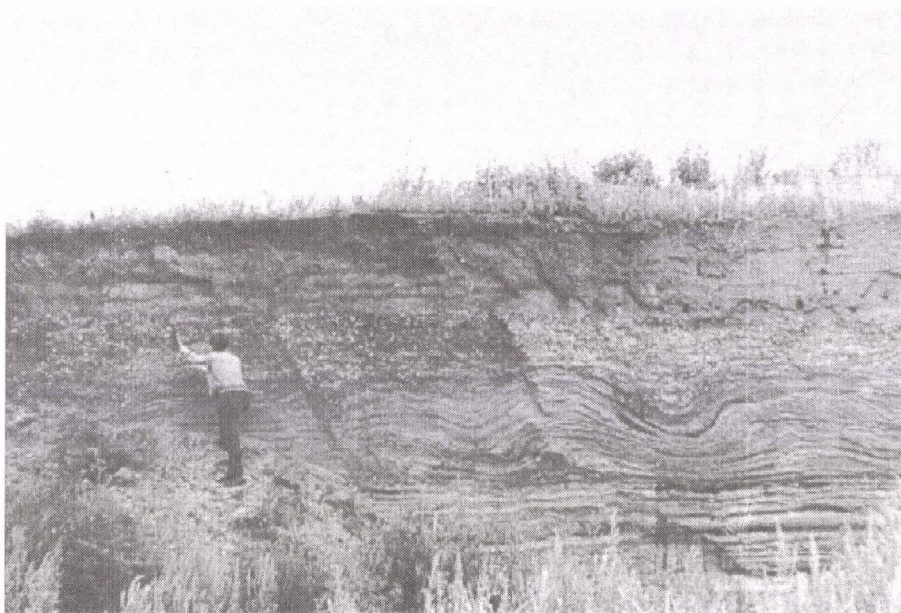


71. kép. Szoliflukciósan felhalmozott lejtőüledék típus. Pásztó, Apponyi-kastélyhoz közeli feltárás (Fotó: PÉCSI M.)

A feltárás felső 2–3 m vastag része 2–5–10–20 cm-es rétegekből áll, amelyek a felszín lejtőződésének megfelelően dőlnek. A homokos agyag, homokrégecskék között sűrűn váltakozva fosszilis barna erdőtalaj áttelepített 5–15 cm-es lepényei (1) mutatják legjobban az áthalmozás változását. A feltárás mélyebb szintjei (2–8 m között) lefelé egyre inkább durvább homokrétegből állnak, amelyek szintén a lejtő irányában dőlnek. Jellemző még, hogy az alsó 1–3 cm-es homok, homokos agyagrétegek dőlése is a felszín lejtésének irányát követi







75. kép. Deráziós völgy hordalékkúpjának keresztmetszete. Sárvár, Rába völgyoldala (Fotó: PÉCSI M.)

A Kemeneshát felszínéről a Rába völgytalpra kifutó utolsó glaciális kori deráziós völgy hordalékkúpjában, homok, kavics és agyagos homok rétegek váltakoznak egymással, kiemelkedést alig mutató finom rétegződéssel. A hordalék lerakódása vége felé, ill. befejeztével az üledék még krioturballódott is. Ez fontos bizonyítéka a deráziós úton szállított anyag lerakódása pleisztocén korának. S mivel elfedett fagyékek is találhatók az hordalékban, a lerakódás glaciális kora is megállapítható

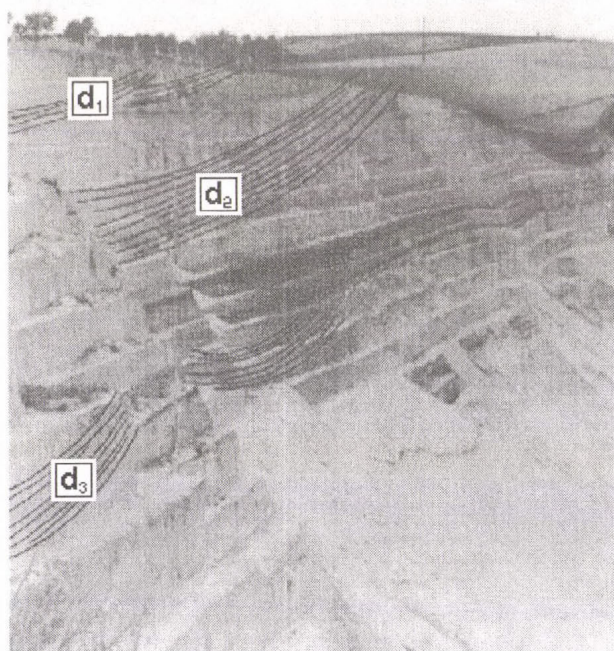
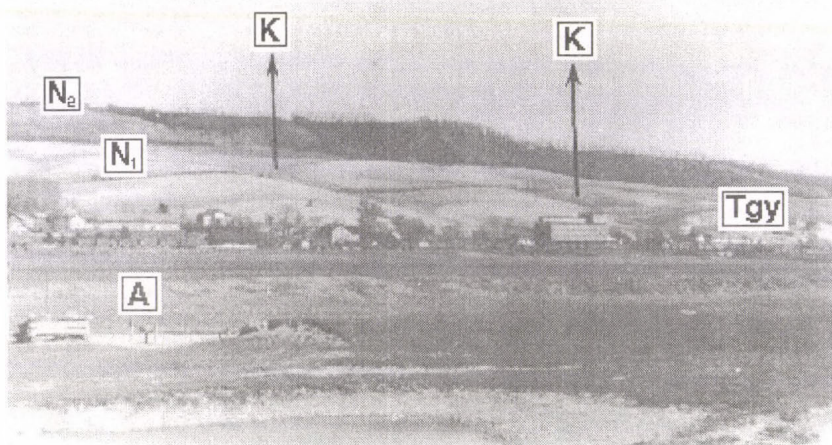


73. kép. Talajszedimenttel kitöltődött lapos deráziós völgy típusa. Pásztótól É-ra (Fotó: PÉCSI M.)

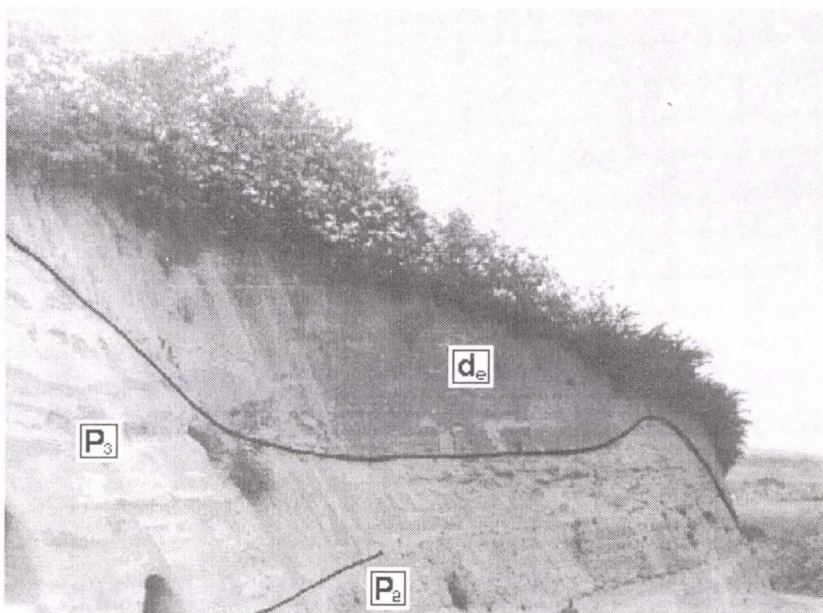
A Zagyva második ármentes (IIb. sz.) teraszára „lejtőlösz” települt (1), később deráziós völgy képződött, utána feltöltődött úgy, hogy a feltöltődés egy ideig szünetelt, csernozjom jellegű talaj képződött (2), majd a deráziós feltöltődés tovább folyt, ezt ismét csernozjom jellegű talaj képződése zárta le (3), végül a talajba kisebb fagyékek, földékek képződtek (l. 9. ábra)

74. kép. Lössös homokkal kitöltött deráziós völgy Nagybátonynál, a Kis-Zagyva IIb. sz. teraszán (Fotó: PÉCSI M.)

A deráziós völgy (2) szoliflukciós lejtőlöszbe mélyült (1)







78. kép. Finoman rétegzett lösszel kitöltött tágas deráziós völgyek. Pannonhalmi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)

A Csanak ÉNy–DK-i csapású dombhátával is és egymással is kb. párhuzamosan húzódnak az egyre alacsonyodó lejtőoldalban a kissé homokos és rétegzett lösszel kitöltött deráziós völgyek. A völgykitöltés homokos lösz anyagának mikrorétegei részben a völgytalp formájához, részben a felszín lejtéséhez igazodnak.  $P_2$  = felsőpannon anyag;  $P_3$  = felsőpliocén keresztarétegzett homok;  $d_e$  = deráziós völgy rétegzett lösszel kitöltve

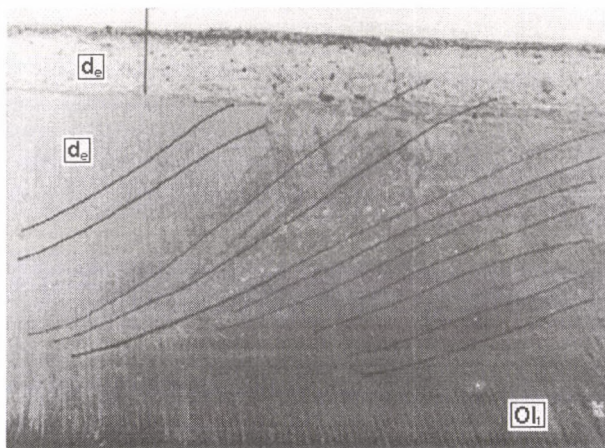
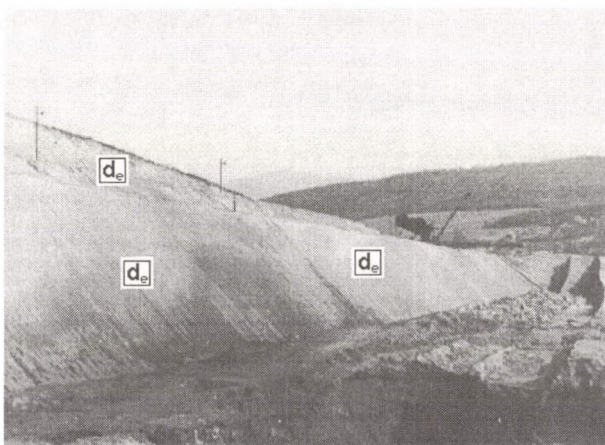
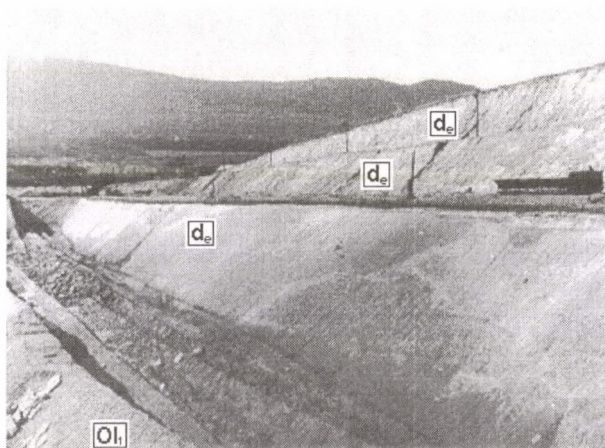


76. kép. Deráziós völgyekkel kiformált domborzat inverziós lejtő. A Tolnai-Hegyhát Ny-i pereme Keszőhidegkútnál, előtérben a Kapos-völgye (Fotó: PÉCSI M.)

A felsőpannóniai agyagból, homokból és felsőpliocén homokból álló Tolnai-Hegyhát Ny-i lépcsőzetes lejtőit „lejtőlösz”, „lösszös homok”, szolifluidált és suvadásos eredetű laza üledék borítja. Az  $N_1$  és  $N_2$ -vel jelzett nívó a Kapos-völgy fölötti első, második deráziós szint. Ezeket 100–300 m-enként tágas és lapos deráziós völgyek tagolják olyannyira, hogy a szintek majd minden pontja a fővölgy vagy a deráziós völgy irányába lejt. A deráziós völgyek (K) közötti hegyorrok talajerózióval ma is jelentősen pusztulnak (fehéres felszínek), míg a deráziós völgyekben enyhe felhalmozódás van. A deráziós hegyorrok keresztmetszetében levő feltárások (Tolnanémedi téglagyár, Keszőhidegkúti téglagyár stb.) azt mutatják, hogy a deráziós völgyek időként változtatták helyüket, teljesen feltöltötték korábbi völgyüket (l. 47. ábra és 61. kép). E folyamat azt eredményezte, hogy a képen látható deráziós völgyközi háta – hegyorrok – anyaga tulajdonképpen deráziós anyagáttelepüléssel halmozódott fel (deráziós löszök). Tgy = Keszőhidegkúti téglagyár; A = Kapos szabályozott medre

77. kép. Eltemetett deráziós völgyek a Paksi löszfeltárás szelvényében (Fotó: PÉCSI M.)

A sávozott szintek finom rétegződésű deráziós löszök ( $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_3$ ) (l. 70. ábra)



79a., b., c. kép. Derázios völgyben felhalmozott homokos lösz rétegződése. Solymár, Rozália-téglagyár fejtőjének felső 15–20 m-es derázios eredetű rétegsora (Fotó: PÉCSI M.)

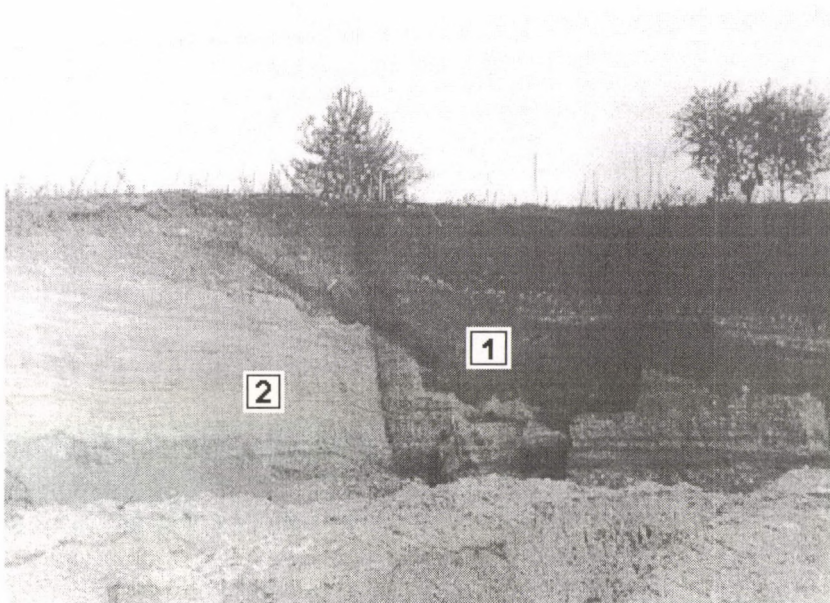
Oligocén kiscelli agyagra települt derázios völgyet kimélyítő folyamat emlékeként az oligocén agyagra először vékony kavicsréteg foszlányos rétegecskéje telepszik diszkordánsan. Majd erre a 71. ábrán jelzett szélességben a Budai-hegység felé egyre jobban eltolódó derázios völgytöltelék telepszik.

Ol<sub>1</sub> = oligocén kiscelli agyag;  
de = derázios löszös homok

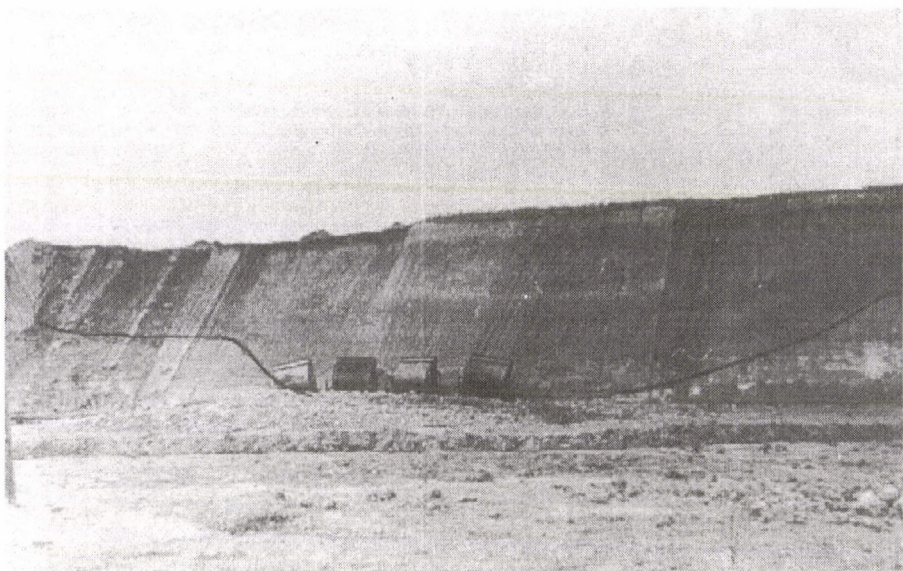




80a.,b. kép. A hajdani deráziós völgy, jelenleg dombtető. Eger, Noszvaji úti téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)  
 Sötétbarna fosszilis talajjal kitöltött deráziós völgy (1), domborzati inverziós helyzetben. 1 = deráziós  
 völgytöltelék, főként agyagbemosódásos barna erdőtalaj áthalmozott, rétegezett anyaga; 2 = finoman rétegzett  
 szoliflukciós vályog és agyag (l. 72. ábra)

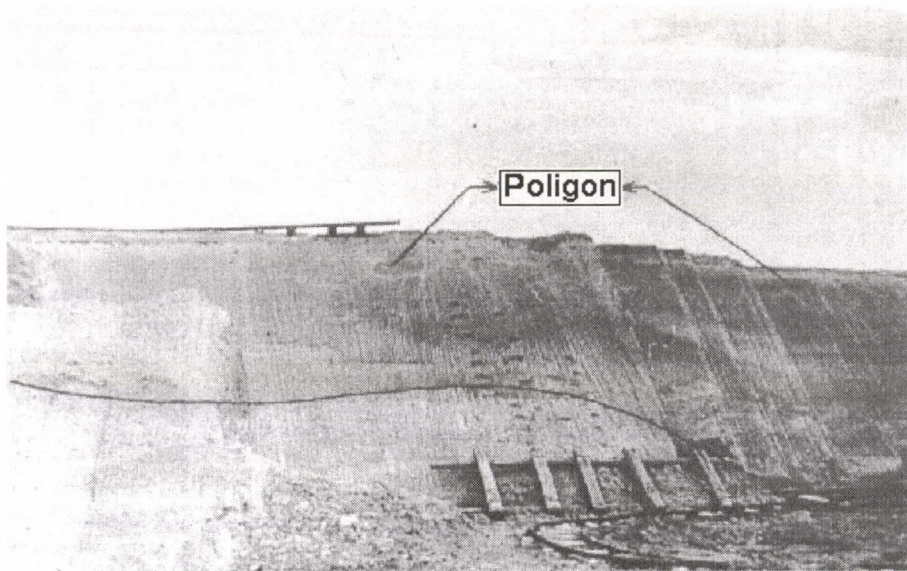




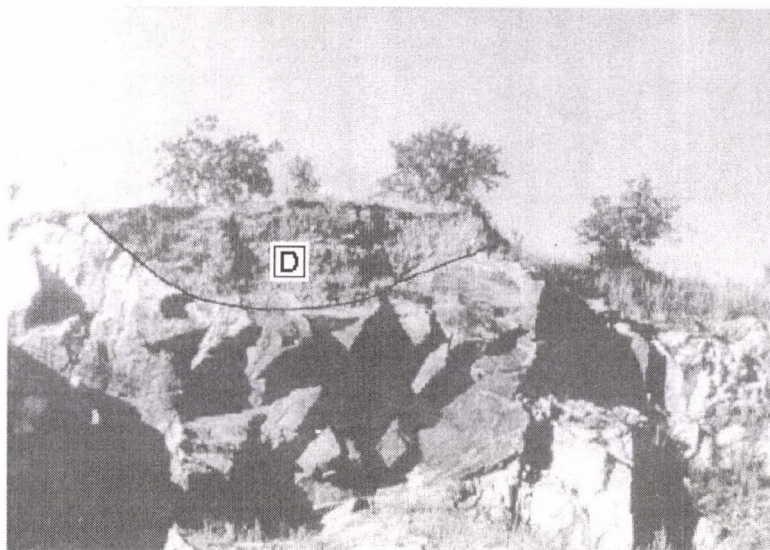


81a.,b. kép. Több fázis során és többféle folyamat hatására kialakult és feltöltődött deráziós völgy.  
Szombathely, téglagyár fejtőjének részlete (Fotó: PÉCSI M.)

A deráziós völgy felsőpannóniai homokra és agyagra települt szolifluidált barna vályogban alakult ki. A deráziós völgy talpzatán kifli alakú, vékony, 0,3 m rétegben agyagos kavics, kavics telepszik, erre szolifluidálódott és rétegzett szürkésbarna vályog betelepülés következik, amelyen pszeudogleyes talaj alakult ki. Ez a komplexum – kavics, vályog, fosszilis talaj – még kétszer megismétlődik és a felszín szintén fosszilis talajjal zárul, amelyben igen szép agyagpolicok figyelhetők meg (l. 81.b. kép és 73. ábra)

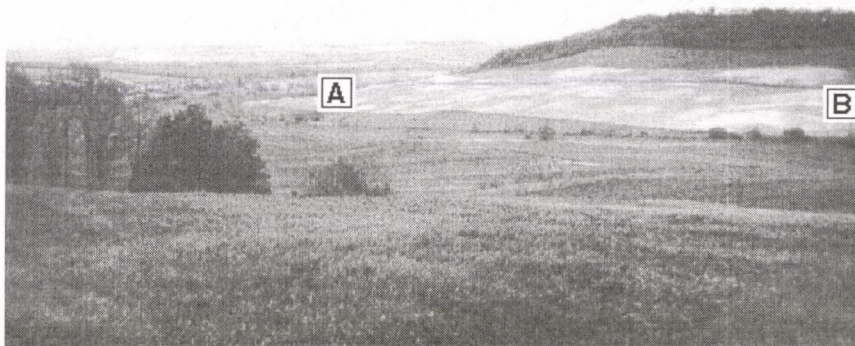






82. kép. Grániton kialakult és később kitöltődött deráziós völgy (D). Velencei-hegység, Nadap (Fotó: PÉCSI M.)

*A töltelékanyag homok és gránit-törmelék rétegekből áll*



83. kép. Eltemetett deráziós völgyek É-i kitettségű enyhe lejtő. Külső-Somogyi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)

A–B lejtőszakaszon szántóföld művelés folyik. Az erős talajpusztulást a világos felületek mutatják. A sötét felületek nagyrészt deráziós völgyek, amelyekben talajhordalék halmozódott fel. Itt és más hasonló helyeken is gyakori a deráziós völgyhálózat poligonális elrendeződése. Ezt a körülményt feltehetően a periglaciális jégékhálózattal hozhatjuk kapcsolatba. A jégékek kiolvadása a meleg időszak kezdetén embrionális deráziós völgy kialakulását segítheti elő az enyhe löszlejtőkön



84. kép. Eróziós vízmosásokkal pusztuló lejtő a Cserhátban, Penc község határában  
(Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.)





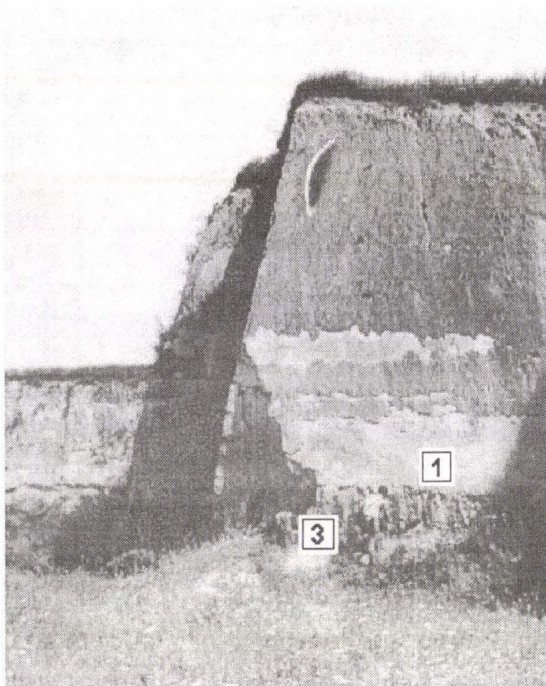


86. kép. Csuszamlásos lejtőformálódás. Handlova, Szlovákia (Fotó: I. VASKOVSKY)



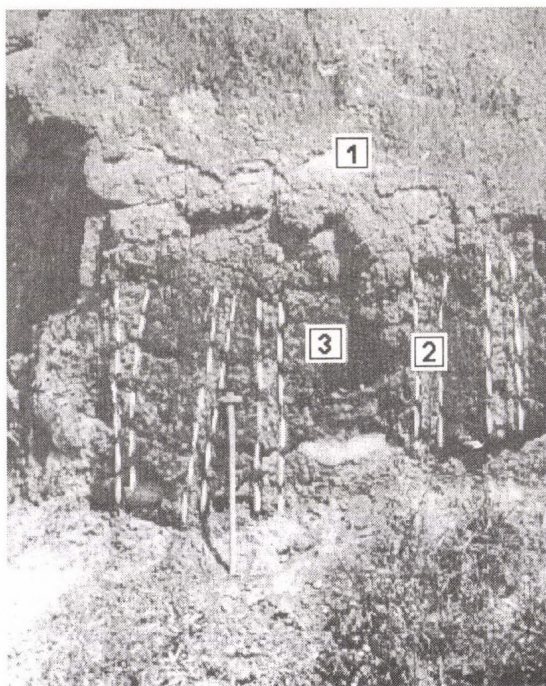
85. kép. Eróziós vízmosásokkal pusztuló deráziós terasz Kömlőd határában (Fotó: PÉCSI M.)

Az Által ér felé lefutó deráziós völgy oldalán egymástól 30–50 m távolságban egész sor ilyen vízmosás képződött. A lejtőoldal szántóföldi művelés alatt áll. A fénykép az 1957. nyári állapotot szemlélteti, 1961. nyarán az egyes vízmosások már olyan jelentékeny mélyre (2–4 m) bevágódtak, hogy nagymértékben akadályai a földművelésnek

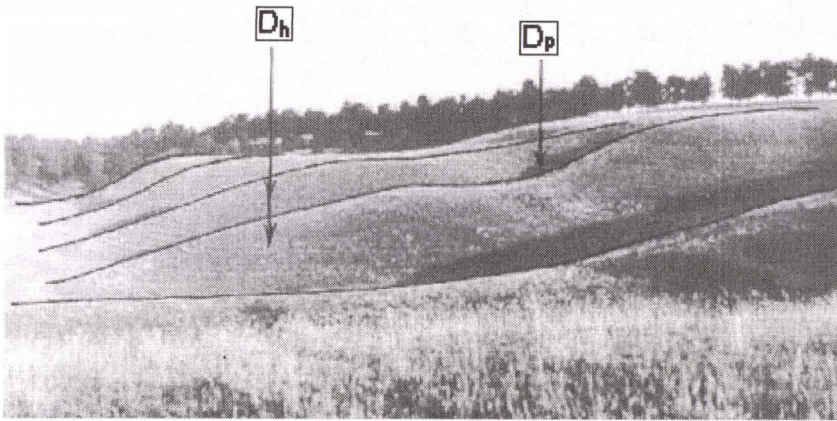


87a.,b. kép. Lössös földékek. Váci Cementműveknél levő löszfeltárás  
(Fotó: PÉCSI M.)

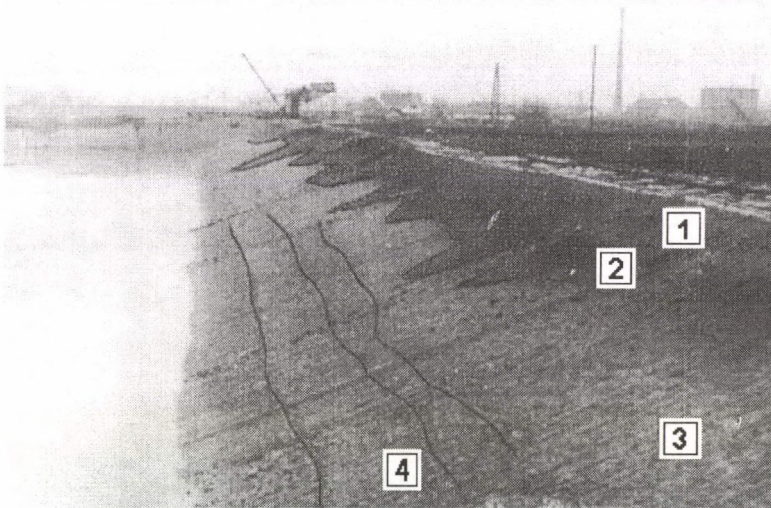
A Duna IIb. sz. teraszára mintegy 8–15 m vastag lösz települ. A közvetlenül a terasz kavicsra iszap, majd réti agyagtalaj telepszik. A lösz alsó rétegéből (1) 0,5 m földékek (2) réselődnek be a réti agyag talajba (3)







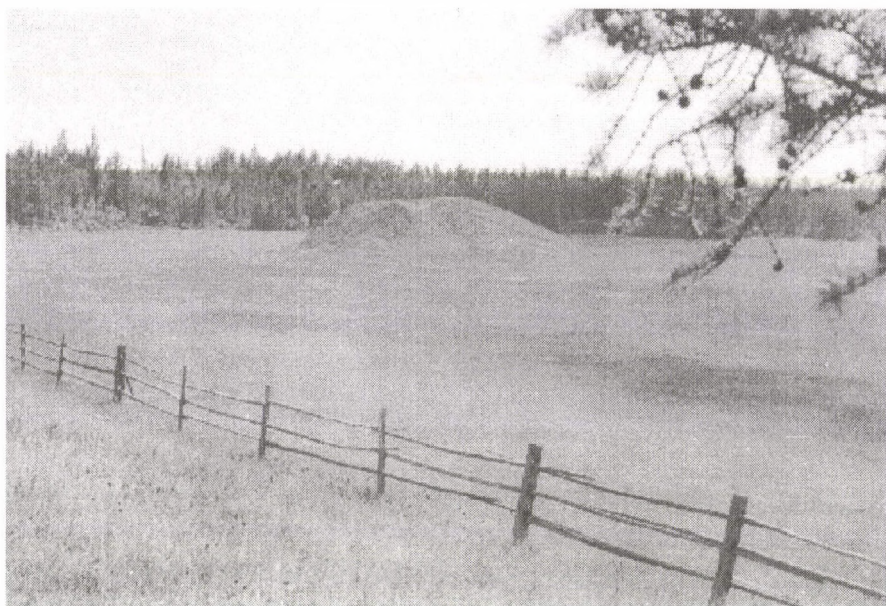
88. kép. Derázios páholyok ( $D_p$ ) sorozata, közöttük derázios hegycsúcsok ( $D_h$ ). Kocs község határában (Fotó: PÉCSI M.) A derázios hegycsúcsok esésgörbéi sajátosan elnyúlt S alakú lejtők, hasonlóak a derázios völgytalpak esésgörbéihez



89. kép. Periglaciális jégékhálózat formamaradványai, réti csernozjom talajjal kitöltődve. Orosház, téglagyár feltárása (Fotó: PÉCSI M.)

1 = jelenkori réti csernozjom; 2 = fosszilis réti csernozjom; 3 = alföldi infúziós lösz számos állatjáráttal; 4 = fagydeformált homok, homokos szilt rétegek; a bányagödör vize a fekvő homokrétégből származik









92. kép. Lappföldi palsa (jégakkolít tőzeggel fedve). Észak-Svédország



90. kép. Kriokarszt depresszió (alasz = állás) és hidrolakkolit (bulgunjak) tajga erdőfedte övezetben löszfelszínen (Középső-Jakutia) (Fotó: PÉCSI M.)

A karámmal bekerített füves „állás”-ban van a tehenészet. A jégakkolit dombját vastag tőzeg borítja, ill. védi az olvadástól

91. kép. Pogácsatalaj (Bülten) a Spitzbergákon (SCHENK 1955)

A vízben gazdag finom talajmag a fagy hatására felpúposodik. Olvadásnál ismét összeesik. A gyökérzet visszamarad





# EFFECT OF THE QUATERNARY PERIGLACIAL PROCESSES ON THE RELIEF AND STRUCTURAL SOIL FORMATION

## SUMMARY

The detailed geomorphological mapping of Hungary's uplands and hill regions is closely related to the periglacial processes and to the landforms produced by them. The results suggest the morphogenetic effect of these processes to have been equal to the work of fluvial erosion or deflation in the temperate zone.

### a) Cryofraction

Frost shattering was so intensive throughout the Hungarian middle mountains that it controlled the development of a considerable part of the slopes under the glacial climates. Cryofraction penetrated along the joints in certain rocks even to depths of 5 to 10 m. In exposures of dolomites we can very often observe that the bedrock has been intensively fractured even at depths of 5 m. The rocks loosened by cryofraction hardly show resistance to the external agents. Where the rock debris had been removed, the penetrating frost continuously affected deeper and deeper strata of the solid rock. Since the ground was frozen for the most part of the year, the periglacial processes transported the loosened rock debris in an areal way.

If coarse detritus underwent no considerable transportation, the bedrock was covered by a *stone-regolith* of great extension or by *mantle rock*. Where the periglacial facies of fragmentation, accumulated in a fair thickness, the cryofraction of the bedrock declined or may even have ceased. The final product of fracturing by regelation was silt, just corresponding to the loess fraction (0,02 to 0,05 mm). This fine material could be redeposited and levelled easier than the coarser detritus. The enormous quantities of fine and coarse talus deposits produced by cryofraction were redeposited subsequently and mantled the slopes of mountain blocks (*Photo 46*). At the foot of the steep slopes stratified slope sediment of considerable thickness consisting of finer and coarser packets was deposited (*Photo 50b, 52*). Farther from its source area the coarser detritus passed into finer-grained talus deposits. It was deposited either on the foothill slopes or in their basal part. Under periglacial conditions the removal and accumulation of the cryofractured detritus involved several agents. Affected by gravitation, the fraction rock detritus first rolled down the steeper slopes. The detritus material accumulated by gravitational movement was further fragmented by frost action which reworked it several times. Meanwhile the recharge of detritus from the bedrock continued.

The strong winds (gelideflation) the snowmelt and the *meteoric waters* (pluvionivation) and gelisolifluction of the periglacial period contributed to the removal of the fine silts. For the rearrangement, reversing and further fragmentation of the rock detritus, cryoturbation was largely responsible.

## b) Cryoturbation

On the slopes of the Hungarian uplands and hills, where conditions for the development of permanently or perennially frozen grounds existed in the Pleistocene, the vigorous and frequent regelation led to large-scale structural changes in the subsurface strata.

During the Pleistocene glaciations in the Carpathian Basin summer thawing penetrated much deeper than in the adjacent Western Europe and even deeper as compared to the periglacial zone of higher latitudes at present. This was due to the very pronounced continentality of the Carpathian Basin in the Pleistocene, which was liable to greater extremes than the present continental climate is. Therefore it is not at all surprising that the summer thawing of the ground observed has penetrated in patches even down to depths of 5 to 6 m. In this so-called active zone frost and thawing alternated frequently and the feature remnants of many characteristic cryoturbation phenomena were detected in many regions of the country (Pécsi 1961).

On the piedmont benchlands and pediments of the middle mountains the *stone polygons*, *ice wedges* (Fig. 34) and *cracks* caused by frost reversed and loosened the surface beds as deep as 4 to 6 m. In the marly and clayey mantle of the low mountains folds provoked by frost, penetrating 6 to 8 m deep, the so-called cryotectonic deformations can also be observed (Photo 36, 41).

With increasing angle of slope, the stone polygons were transformed into *stone stripes* (Streifenböden) trending parallel to the slope. However, there are *stone garlands* too, which are arched steeply to the slope. These latter are already transition features between solifluction and cryoturbation.

The direct *surface-shaping activity* of the cryoturbation processes was not so intensive as that of cryofraction or that of solifluction, yet it made indirectly a great contribution to their activity. The best example for this is frost heaving by pipkrakes, resulting in solifluction (Kammeis-solifluction), which was widespread in the Hungarian uplands too. In addition, the formation of *stone pavement* was also frequent.

The practical importance of the cryoturbation phenomena in the uplands consists in the fact that ancient interglacial soils had been thrown into the cavities and cracks of polygons and frost wedges by the frost processes and they have been preserved there, offering favourable conditions for the present vegetation. The periglacial cryofraction penetrating deep into the solid rocks loosened them so intensively that they considerably promoted the development of natural forests in periglacial times.

The various, autochthonous and redeposited rock detritus produced by the intensive cryofraction represents a favourable parent rock of the soils formed on the half-planes and slopes of the mountains through the intervention of the Holocene vegetation.



### c) Gelisolifluction

The processes of gelisolifluction taking place on frozen grounds under the influence of regelation played a very important role in modelling the slopes in the Hungarian Mountain Range and hilly regions during the Pleistocene periglacials. The significance of these processes has been referred to by several earlier workers (E. Szádeczky-Kardoss 1936, J. Kerekes 1941, B. Bulla 1941, S. Láng 1942 etc.). Large-scale landscape-forming activity, such as redeposition of sediments by removal, took place primarily on slopes built up of clayey, loamy sediments. The processes in question were active chiefly during the spring and early-summer snowmelt and in periods of pronounced daily fluctuation of temperature. The latter conditions persisted for several months during the Pleistocene periglacials, to be precise in their more humid, anaglacial and cataglacial phases. Gelisolifluction resulted in the movement of clay lumps downslope along laminar sheets. In addition, in exposures we can trace clay *garlands* and *stone stripes* left over by *mud flows*.

The clayey groundmass of gelisolifluction carried away loads of coarse detritus on the slopes of the mountains and hills built up of different rocks. The pelitic rich talus deposits accumulated by gelisolifluction on the slope and at the foothills are widespread over the regions studied. These rocks are, as a rule, very fertile, as they include the components of former soils (humus, clay minerals, salts) too. At the base of the slopes and in the dells the solifluctional talus has often buried the paleosols as well (*Photo 53*).

### d) Snowmelt and sheet wash of the frozen grounds (pluvionivation)

Such a process may take place through the medium of meltwaters in that initial phase of the thawing period when gelisolifluction has not yet set in. No distinct time limit exists, however, between the two processes.

When thawing is rapid and of short duration, the subsoils does not thaw and the sheet wash by meltwaters proves to be intensive. Under periglacial conditions when the surface is made up of clastic and psammite, loose sediments unsuitable for solifluction (detritus, sand, sandy loess etc.), it is sheet wash by meltwaters that prevails on such slopes in much of the thawing period, instead of gelisolifluction. This process is called *niveopluviation*. In the temperate zone under the present climatic conditions the slopes are usually subjected to this process, because the thawing season is comparatively short.

Meltwaters have provoked sedimentation at the basis of slopes, on valley floors and partly on the slopes themselves. The deposits accumulated in thin superimposed layers follow the pattern of the slope, and the individual small bedding planes often extend long without wedging out (*Photo 50a, 55ab*).

Rainwater falling on the frozen ground displays an activity similar to the sheet wash by meltwater flowing off over the surface. This process – *gelipluviation* – may take place in both periglacial and temperate zones.

*Slope wash* on frozen ground by rainwater has also been very active in slope modelling and sedimentation. Redeposition of fine-grained sands, sandy loesses and other loess-like sediments on slopes has been effected primarily by rain- and meltwaters.

### e) Derasion

The processes involved in moving the rock detritus produced by cryofraction under periglacial conditions and in moving the material of slopes in general – such as simple gravitational mass movement, gelisolifluction, cryoturbation and pluvionivation – may exhibit many transitional features. Since even the mechanisms of the movements taking place in the pure types have not been studied duly, their separation is not always possible. On the other hand, they alternate in time and space, too. This is the reason why we encounter such exposures which show a succession of strata accumulated by simple gravitational mass movement with packets of coarse detritus heaped by *pluviation*.

Another approach allows, however, to point out that pluvionivational mass movements may occasionally occur, though with smaller intensity during the season of regelation in the temperate zone, too. In addition, it is rather difficult to distinguish or to find any distinctive features between the sediments deposited by rock falls, detritus movement, slumps and landslides occurring in the temperate zone, on the one hand, and in the periglacial one, on the other. Hence, it is unreasonable to refer to all these with a common term as periglacial processes.

The geomorphological literature knows no uniform and unequivocal term for these processes. The German literature uses mostly the term mass movements (*Massenbewegungen*), some English authors have introduced the term denudation, others, following Baulig, have adopted ablation. The interpretation of these notions is, however, very different. For instance, in the Hungarian literature denudation is reserved for the destructive activity of all exogeneous forces. In his earlier papers (Pécsi 1961, 1962) the author attempted to fuse those processes into the notion of corrasion. Unfortunately, it is not interpreted uniformly in the international literature. Some authors regard it as a part of all exogeneous forces (e. g. marine corrasion, corrasion by winds, corrasion by glaciers etc.), while others use it as a notion roughly identical with erosion.

Having considered the above mentioned and other similar circumstances, we found to be more correct to designate the processes in question with a new, more expressive term.

So we propose to adopt the notion of *Derasion* (deradere = to scratch off). In fact, these processes destruct the surface slowly in an areal way. The sediment accumulated by derasion is slope deposit (talus, colluvium), while that produced by fluvial erosion is alluvium.

### f) Slope deposits accumulated by derasion

In recent years a number of wide-spread occurrences of sediments stratified parallel to the slopes of mountains and hills have been observed (Pécsi 1961a, b, 1962 a, b). Although the slope deposits of such a structure are common in Hungary, little attention was earlier paid to their function and genesis.

It is characteristic of the position of the slope deposits that they, adjusting themselves to the relief, cover as a mantle the slopes of the foreland of hill and mountain regions. They can be observed not only on the slopes, but also in the partly or completely buried derasion valleys (dells). The sediments stratified parallel to the slope show very different angles of dip (1.5 to 30°). The strata are often very thin and in many cases stratification is scarcely discernible, although the sediment consists of very mixed material. The thickness



of such mantles was observed to reach even 10 to 30 m. Owing to the limited size of this summary, we cannot go into details as to the extension and types of the slope deposits occurring in Hungary, to their stratification patterns and position in space, restricting ourselves to recording the main types (see Pécsi 1962).

The slope deposits may be divided into 3 main types:

1. *Stratified talus* produced by regelation of the surface portions of the bedrock and accumulated by gravitation and partly by solifluction on the hillsides. Moving away from the source area, the initially coarse talus grows finer very rapidly and the exposures show the alternation of finer sediment packets with coarser ones.

2. *Slope loam mantle mixed with detritus*, the material of which has been transported and accumulated by congelifluction and by periodical slope wash. As one progresses down the slope, the proportion of the coarse detritus and gravels decreases (Photo 58).

3. Most frequent on the slopes of mountains and hills are the *stratified slope loames* and *loess-like slope deposits* and sporadically there are loamy sands.

Although the slope deposits ranked among these three main types and exhibiting a variety of subtypes may be separated horizontally one from another, they are found in many exposures to alternate vertically, too.

The stratigraphic position, lithologic and granulometric composition of the stratified slope deposits witness that neither eolian nor fluvial processes could accumulate them. At the same time the *syngenetic cryoturbation phenomena* frequently occurring in them suggest that their accumulation should be ascribed to gelisolifluction, slope wash and gravitational movements which probably took place under periglacial conditions (Pécsi 1961, 1962).

### g) Gelideflation

The traces of the vigorous deflational activity of winds during the glaciations are encountered throughout the Hungarian low mountains. Among the coarse detritus produced by cryofraction and removed to different places there are high quantities of *ventifacts polished by wind corrasion*. Even rock surfaces are often found to have been corraded by wind action, being exposed from the covering sediment. Ventifacts can be observed in the material of foothill fans, too. On the old alluvial fans of the Danube and its tributaries the quartz gravels also witness the corraded activity of glacial deflation.

In low mountains the ventifacts are distributed in a spot-like pattern which appears to indicate that there may have been hillsides and half-planes more intensively affected by deflation.

During the Pleistocene glaciations the winds blew off every year the fine silt produced by cryofraction from the bedrock of the mountains and only the coarser detritus remained in situ, especially the dolomites, volcanic tuffs and agglomerates. *Gelideflation* considerably contributed to the areal destruction of the mountain slopes during the glaciations.

The fine dust blown off from the cryofractured detritus of the mountains in the dry-cold seasons accumulated on the leeward slopes and in the foreland of the mountains. However, their overwhelming majority did not remain where they were primarily deposited, because the derasion processes which became animated in spring and in early summer (gelisolifluction, meltwaters etc.) removed them repeatedly farther and farther, so that having intermingled with other, subaerial sediments (rock detritus, gravels, loams etc.) they reaccumulated elsewhere. As a result of these processes they have been preserved as slope deposits (colluviums), among the packets of which the primary eolian accumulations play a subordinate role.

In the dry, cold periglacial winters the snow cover of the low mountain slopes was also affected by deflation. The unequal accumulations of snow resulted in local differences of slope modelling.

Where the snow cover was lacking on the slopes of piedmont benchlands of the mountains or it became thin, the frost penetrated substantially deeper into the ground than in areas where the snow cover was thick. In the snow-free zone the surface of the solid rocks was fractured deeper by the more intensive frost penetration, as the spring season of frost changeability also lasted longer in these spots, owing to the lack of snow cover. Where the early-summer meltwaters stagnated for a long time in the cryofractured rock debris, *patterned soils* and *cryoturbational features* were developed. Huge stone polygons and stone-zoned lumps came into being. These, in turn, promoted the formation of minor *cryoplanational terraces*. In the subsequent years these minor embryonal benchlands and sloped terraces contributed themselves to the unequal accumulation of snow and resulted in a further growth of the local terraces.

## **h) Cryoplanation, cryoplanational terraces and levels**

The derasional processes of the periglacial periods, interacting with gelideflation and with fluvial erosion which acted only laterally under the dry-cold climatic conditions, resulted in an overall denudation of the low mountains and hill slopes, i. e. in their cryoplanation.

Cryoplanation in its strict sence means the formation of cryoplanational levels and terraces on slopes.

The remnants of cryoplanational terraces in the Hungarian foreland of mountains were recognized first in the ranges made up of volcanic rocks (Börzsöny, Mátra, Fig. 85), on their southerly secondary ridges.

Cryoplanational terraces occur most frequently on the gentle slopes of pediments and glacia where they exhibit no perfect superposition, but rather a stage arrangement.

The cryoplanational terraces vary fairly in size. There may be several hundred meters wide ones with frontal heights of 20 to 30 m, but frequent are the 20 to 50 m wide benchlands superimposed at heights of 5 to 15 m, too. Their surfaces dip at angles of 2° to 10° and are covered by coarse, angular detritus (altiplanational „*goletz terraces*” in the Russian literature). Ventifacts are common among the rock detritus. Consequently, the finer rock debris has been removed by the winds. The larger boulders locally exhibit a polygonal arrangement.

The cryoplanational terraces also provoked an intensive equiplanation of the relatively steeper slopes made up of solid rocks.

Step-like half-planes similar to the cryoplanational terraces are encountered in the broad intermountain trough as well as on the hill slopes made up of loess sedimentary rocks. Their tops and faces are covered by loesses



and loams bedded parallel to the slope. These pediment forms are also similar for derasional-cryoplanational terraces (Photo 88).

On slopes formed by loess series where the permafrost penetrated deeper – e. g. because of the lack of snow cover – the derasive processes lasted longer and resulted in a more pronounced removal. Consequently, the slope became locally stepped, terraced. However, the interpretation of the genesis of these features requires further, thorough analyses (Fig. 75–78).

### **i) Periglacial pedimentation**

The periglacial cryoplanation processes which were active during the Pleistocene in the Hungarian Uplands and hill regions did not produce, as a matter of course, such extensive denudational level as the pedimentation prevailing under semi-arid climate did.<sup>1</sup> Nevertheless, features similar to the pediments of the hot, semi-arid zones developed in the Pleistocene, too. The pediments formed during the Pleistocene are not as huge as those developed in the Pliocene, yet they are very characteristic with their gentle, extended planated slopes.

In the Hungarian Mountains which uplifted markedly during the Pleistocene cryoplanation led to a pronounced transformation of the foothill zones and the Pliocene pediments. Under the dry-cold climate of the glaciations their elevated surfaces and edges were also subject to pedimentation. During the interglacial periods the streams running into the forelands which were sinking more and more intensively, dissected the foothill surface into secondary ridges articulated by parallel valleys.

The slopes of the gradually deepening valleys and the intervalley ridges were changed into gentle surfaces by cryoplanational redeposition during the glaciations.

Some Early Pleistocene depressions also developed in the foreland of the mountains. The base level of the rivers sank considerably in the forelands. In such cases the Mio-Pliocene pediment remained suspended and was transformed into a Pleistocene pediment by the cryoplanation processes under the semi-arid climate of the glaciation (Figs 85, 114). Such pediments were covered by coarse, angular detritus produced by cryofraction and redeposited by solifluction and slope wash, or by loamy-loessy detritic material.

In the more extensive mountains the surface of the pediments sheared in one plane the complex tectonic structures, too (e. g. Bakony Mts.). In the course of the extensive upheaval which took place in the Pleistocene the former tectonic lines revived, so that erosional deepening, valley troughs and local subsidences, kettleholes appeared or became more marked along them. The Pleistocene cryoplanation scoured out smooth, obliquely sloped pediments facing these depressions. In some places they are several km wide, having been formed on the surface of former, late Tertiary pediments.

On the slightly steeper slopes (6° to 8°) there are dry derasional valleys running in the same direction as the tectonic lines controlling them. Between these valleys only flat secondary ridges or minor buttes, carved out of the body of the original pediment, have been preserved (Fig. 114). The environment of these cryoplanational

<sup>1</sup> (Pedimentation proceeding in the foreland of mountains of semi-arid areas is brought about by the lateral erosion of intermittent streams issuing upon the border of the mountains and carrying very much detritus. The periglacial pedimentation had partly the above-mentioned mechanism and partly was due to derasion processes setting in within broad, dry dells. The latter processes have resulted in an oblique shearing of the mountain borders and generally of their slopes.)

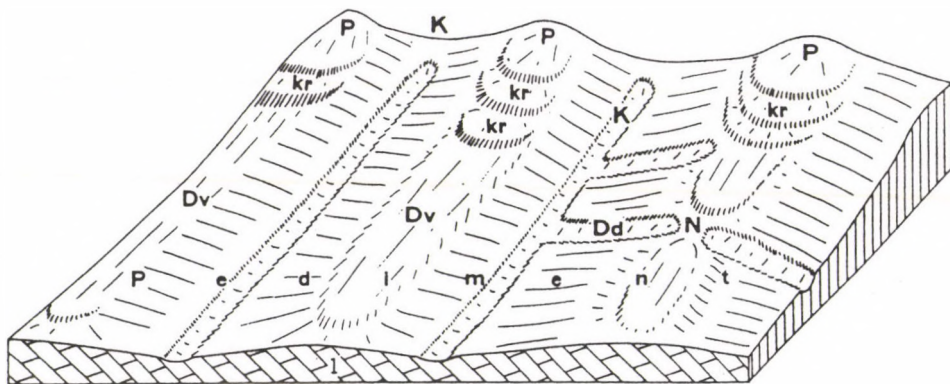


Fig. 114a. Pliocene pediment remodelled by dells on the dolomite Veszprém Plateau

l = autochthonous dolomites with intensively fractured surface; K = longitudinal derasional valleys; Dd = minor, secondary dells; N = derasional saddle; kr = cryoplanational terraces; P = remnants of Pliocene pediment; Dv = inter-dell ridges which, altogether, form a periglacial pediment

114a ábra. Deráziós völgyekkel átformált pliocén heglábfelszín a Veszprémi-fennsík példáján. –

l = száiban álló dolomit, felszíne erősen felaprózódott; k = hosszanti deráziós völgyek; Dd = kisebb deráziós mellékvölgyek; N = deráziós nyereg; kr = krioplanációs terasz; P = pliocén heglábfelszín maradványa; Dv = deráziós völgyközi háta, amelyek együttesen pleisztocén krioplanációs pedimentet alkotnak

buttes is buried in coarse detritus or consists of dolomites which are often fragmented as deep as 5–10 m, indicating that their oblique slopes have been brought about by freezing out and by subsequent derasion and gelideflation.

## j) The function of the derasional valleys (dells) in slope modelling

They had an important part in modelling the relief, especially in that of the slopes formed during the Pleistocene. Their development is explained by derasive processes.<sup>2</sup>

Having extended the thorough analysis of the derasive processes to the whole country we could ascertain that these processes were not confined to certain rock types, in other words, derasional valley is not a lithomorphological phenomenon but a climatic-morphological one. Such valleys could be observed on granites, dolomites, Tertiary limestones, volcanic rocks, clays and different types of slope deposits as well as on gravel sheets and gravel terraces (Pécsi 1961, 1962). They occur most frequently on slopes, but

<sup>2</sup> As already mentioned, these processes, as a whole, were earlier referred to as corrasion by the Hungarian authors. Under the notion of *derasional* (corrasional) valley we understand *dish-shaped or narrow semi-cylindrical dry valleys of different length. In these valleys no traces of linear erosion are visible, their slopes and floors are mantled by slope deposits of various composition.*



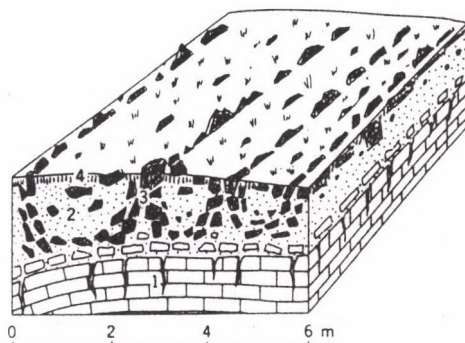


Fig. 114b. Stone stripes furrowed parallel to the slope

1 = auchtonous, fractured dolomites; 2 = dolomite detritus and stripes; 3 = dolomite blocks arranged in stripes parallel to the slope; 4 = rendzina soil

114b. ábra. A lejtőt formáló sávosan barázdált kőhantok

1 = száiban álló repedezett dolomit; 2 = apró dolomit-törmelék és kőzetpo.; 3 = a lejtő irányába sávosan elrendezett dolomittömbök; 4 = rendzina talaj

are encountered on terrace half-planes and on somewhat higher elevated plains as well (Fig. 115).

Derasional valleys (dells), locally coupled with erosional–derasional valley types, account for more than half of the morphological elements of the relief in a considerable part of the upland pediments and hill regions. In minor areas derasional valleys and intermediate derasional ridges and slopes form the overwhelming part of the relief (Fig. 114). In such areas the number of these valleys is many times higher than that of the erosional ones. Derasional processes and linear erosion have alternated in modelling the transitional erosional–derasional valley types. Some types of derasional valleys have been remodelled by erosion during the Holocene. Although the slope conditions of many of the derasional valleys subjected to tillage are changing even today, the formation of most valleys can be traced back to the last glaciation or to even earlier dates. The valleys, which

developed during the glacials and densely dissected the slopes, considerably lowered the relief that might have been more marked in the preglacial and interglacial periods. The cryoplanation of the slopes greatly advanced in many places and on such slopes even the derasional valleys were partly or completely filled or buried by slope deposits.

#### k) Landscape sculpture by Pleistocene periglacial processes in the southern belt of non-glaciated Europe

During the Pleistocene glacials the entire area of the Carpathian basin belonged to the periglacial zone of non-glaciated Europe (and not only the mountains and hilly regions, as was erroneously believed earlier). In the basin surrounded by mountains from each side, the rapid alternation of dry, cold continental and cool but relatively humid spells of climate entailed a set of peculiar climatic conditions. The latest developments of comparative research into the climate and physiography of the Carpathian Basin and the adjacent areas have shown these regions to represent a particular facies of periglacial landscape sculpture and sedimentation, a separate regional province within the Quaternary Eurasian periglacial belt.



Fig. 115. Hill region sculptured by erosion and derasion in the northern foreland of the Transdanubian Mountains (after Pécsi, M.). Exposed sediments: Pannonian clay, clayey sand and sand; hilltops are covered by gravel and sand of alluvial fans, slopes and derasional valleys are covered by a thin mantle of sandy loess and slope deposits

1 = remnant of foothill surface; 2 = derasional step and its edge; residual hill of derasion; 4 = derasional ridge; 5 = derasional saddle; 6 = residual hill; 7 = debris fan of derasional valley; 8 = flat derasional valley; 9 = erosional-derasional valley; 10= erosional valley; 11 = derasional head-valley; 12 = derasional cirque; 13 = erosional-derasional slope; 14 = elevation shaped by deflation; 15 = river terrace (IIa, Würm); 16 = river terrace (III, Riss); 17 = erosional-derasional terrace; 18 = erosional-derasional scarp; 19 & permanent and intermittent watercourses; 20 = major exposures: Hg, Kg; 21 = slope with rill erosion; Q<sub>1</sub>-Q<sub>6</sub> = age of the surface

115. ábra. Eróziós és deráziós völgyekkel formált dombvidék a Dunántúli-középhegység északi előterében (Pécsi M. nyomán). A dombtság főként pannóniai agyagból és homokból épült fel; a dombtetőket hordalékkúp kavics és homok, a lejtőket és deráziós völgyeket vékony homokos lösz és lejtőüledék borítja be

1 = hegylábfelszín maradvány; 2 = deráziós terasz és pereme; 3 = deráziós tanúhegy; 4 = derációs hát; 5 = deráziós nyereg; 6 = eróziós tanúhegy; 7 = deráziós völgy törmelékkúpja; 8 = lapos deráziós völgy; 9 = eróziós-deráziós völgy; 10 = eróziós völgy; 11 = deráziós völgyfő; 12 = deráziós cirkuszvölgy; 13 = eróziós-deráziós lejtő; 14 = defláció formálta kiemelkedés; 15 = folyóvízi terasz (IIa, würm); 16 = folyóvízi terasz (III, riss); 17 = eróziós-deráziós terasz; 18 = eróziós-deráziós lépcső; 19 = állandó és időszakos vízfolyás; 20 = jelentős feltárás; Hg, Kg; 21 = eróziós barázda; Q<sub>1</sub>-Q<sub>6</sub> = age of the surface



In the course of the last glaciation the intensely continental spells of climate were often superseded by continental spells substantially moderated by oceanic elements. Besides some biostratigraphic evidence, this is proven by the alternation of eolian, solifluctional, slope-washed proluvial deposits in the upper Pleistocene profiles of loess and slope deposits. The sequence of several types of flat-tundra phenomena on the alluvial fans and terraces also confirms the above statement. Gravel polygons of barrel size are seen to be dissected by networks of huge frost wedges; these and the traces of ground-ice laccoliths indicate a freeze-and-thaw process reaching down in some phases as far as five metres, whereas some forms of cryoturbation occurring in the same exposure may indicate a less than 1 m deep active soil layer.

The morphogenetic function of the normal fluvial erosion became secondary during the Pleistocene epoch. The main agent was cryofraction coupled with regelation and gravitational slope wash on frozen ground. The importance of the deflational and accumulative activity of the winds was periodically and locally similar to these derasive processes.

The fluvial valley formation was followed under the ana- and cataglacial types by the formation of flat derasional valleys (dells). They occupied the majority of the slopes of the hill regions (60 to 80 per cent). The alternation of derasional phases of valley formation with those of infilling resulted in a derasional rolling landscape of poor scope of relief coupled with frequent geomorphological inversion on the slopes. On the other hand, the foreland of the mountains was subjected to cryoplanational pedimentation.

The periglacial processes which were repeated in several phases during the Pleistocene did not though change completely the character of the valley landscape shaped by normal fluvial erosion, but they remodelled and smoothed it to a considerable extent.

Loess mantle is also a product of the Pleistocene periglacial environment. Typical loess, slope loess, and loess derivatives covered and smoothed the landscape especially on plains, plateaus, pediments, river valleys and basins. The geomorphological role of the loess is to be studied in the near future.

*Table 1. Comprehensive classification of cryogenic processes, forms of relief and sedimentary formations produced during the Pleistocene in Hungary (M. Pécsi)*

Cryogenetic processes	Types of processes	Relief forms and sedimentary formations
I. Ground frost formation and melting of ground ice	1. Cracks, fissures and wedges	a) Polygonal ice wedges, fossil ice wedges filled with sand or loess b) frost cracks, desiccation cracks filled with fossil soil or $\text{CaCO}_3$ c) cellular networks of cracks due to ice lenticles in frozen ground, contraction cracks due to ground frost
	2. Formation of bags and polygons predominantly owing to frost pressure	a) polygonal networks of gravel and detritus b) clay and sand bag soils c) kettle-shaped clay bags containing sand and gravel: a form of degraded frost wedge, (clay) wedges deformed by epigenetic frost pressure
	3. Substantial cryodynamic deformation of sub-surface layers	a) flat cryodynamic "folding" of subsurface layers to a depth of about five metres: remains of forms of aggradation due to ground frost and ground ice b) cryodynamic faults and overthrusts penetrating to a depth of about five metres (forms of aggradation) c) cryodynamic depressions (large bags): secondary forms of degradation due to ground ice, deformation of strata due to cryostatic pressure
	4. Minor effects of cryoturbation	a) cryoturbation of a few dozen centimetres amplitude (Würfelböden, festoons) b) layer of gravel or detritus disturbed by frost pressure or ground ice formation c) stone pavement due to frost lifting (pipkraken)
II. Cryofraction supported by gravity	1. Comminution of massive rocks by frost	a) eluvial boulders, detritus b) dolomite or granite grit etc. comminuted by frost action;
	2. Rocks sculptured by cryofraction	stone towers, arcs, toadstools, columns, ruin-shaped rocks, cliffs etc.
	3. Accumulated detritus produced by frost and transported by gravity water wash)	a) stone placers, periglacial boulder facies b) unstratified talus (stratified talus such as groize litée) c) rockslides and rockflows including some of the processes of solifluction



Table 1. (Continuation)

Cryogenetic processes	Types of processes	Relief forms and sedimentary formations
III. Gelisolifluction (freeze-and-thaw) and gelipluvionivation	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Erosion and deposition due to freeze-and-thaw</li> <li>2. Temporary interaction of freeze-and-thaw with gelipluvionivation</li> <li>3. Gelipluvionivation (slope wash by meltwaters and precipitations)</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>a) garlands, striated soils</li> <li>b) amorphous masses of slope deposits due to solifluction</li> <li>c) layered pelitic deposits due to laminar solifluction (degradation accompanied by aggradation)</li> <li>a) loess stratified rhythmically parallel to the slope, loess-like and loamy deposits</li> <li>b) terraces due to nivation, dents in the slope, asymmetry of valley profiles</li> <li>c) formation of dells (partly due to other processes), filling of dells, filling of valley bottoms</li> <li>a) stratified redeposited soil mixed with sediment (semipedolite)</li> <li>b) rhythmically stratified loess, sandy loess and sandy slope deposit</li> <li>c) fine detritus stratified parallel to the slope (gréeze litée)</li> </ol>
IV. Gelideflation (wind action in the periglacial zone)	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Corrasion by the wind</li> <li>2. Deflation and deposition by the wind</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>a) ventifacts, rock faces sculptured by the wind, residual boulder and gravel fields</li> <li>b) wind sculptured rock columns, toadstools (see also under cryofraction)</li> <li>a) dust and fine sand blown out of the detritus comminuted by congelifraction</li> <li>b) redeposition of previous dust and sand deposits, evolution of aggraded and degraded relief elements in sand (locally buttes and depressions due to deflation)</li> <li>c) sheets of dust and fine sand (loess and windborne sand sheets)</li> </ol>
A) Cryoplanation	Partial or complete combination of the processes I through IV resulting in leveling, cryoplanation of the periglacial relief	<ol style="list-style-type: none"> <li>a) cryoplanated terraces</li> <li>b) Pleistocene cryoplanated "pediments", gentle flat slopes</li> <li>c) minor asymmetry of valleys, depending on exposition</li> <li>d) levelling of the relief in general</li> </ol>
B) Derasion	Joint action of some or all of the chiefly cryogenetic periglacial processes I through IV and of the downslope mass movements also in the temperate zone and during interglacials (mudflows, landslides, avalanches, rockslides, slope wash, meltwater)	<ol style="list-style-type: none"> <li>a) dells mostly sculptured by derasion (recommended term: derasional valley)</li> <li>b) erosional-derasional valleys (frequently occurring valleys having been sculptured by fluvial erosion in the interglacials then filled up and turned into dry derasional valleys)</li> <li>c) slopes, hills, buttes sculptured by derasion (relief modelled by periglacial cryogenic processes and by mass movements downslope, in the temperate phases)</li> </ol>

I. táblázat. A magyarországi Pleisztocén kriogén folyamatok, formák és üledékek áttekintő osztályozása  
(Pécsi 1966)

Kriogén folyamatok fő csoportjai	Folyamatok fajtái	Kriogén formák és üledékek
I. Talajfagy-, talajjégképződés és kiolvadás	1. Rés-, repedés- és ékképződés	a) polygonális fagyékek, homokkal vagy lösszel kitöltött fosszilis jégékek b) fagyrepedések, szárazsági repedések fosszilis talajjal, ill. $\text{CaCO}_3$ -al kitöltve c) a talajjéglencsék cellaszerű repedéshálózata. Talajfagy kontrakciós repedések
	2. Főleg fagynyomás okozta zsákosodás és polygonképződés	a) kavics- és kőpolygonok, kőrózsák b) agyag- és homokzsák-talajok c) üstformájú homokos, kavicsos agyagzsák, mint a fagyék degradációs formája ill. epigenetikus fagynyomástól deformált (agyag-) ékek
	3. A felső rétegek nagyobb kriodinamikus deformá- ciója	a) felszínközeli rétegek kriodinamikus lapos „gyűrődései” 5–6 m mélységig. A talajjég és a talajfagy aggradációs forma maradványa b) 5–6 m mélységig lehatoló kriodinamikus törések és áttolódások (aggradációs forma) c) kriodinamikus depressziók (makrozsákok) mint a talajjég degradációs, másodlagos formái, ill. a kriostatikus nyomás rétegzavarai
	4. Kisebb krioturbációs folyamatok	a) néhány dm nagyságú krioturbációs rétegzavar (Würgelboden, festoons) b) fagynyomás ill talajjégképződés által zavart kavics és közettörmelék réteg c) fagyemelés – pipkrake – létrehozta kőmező (stone pavement)
II. Kriofrakció (együttműködve a nehézségi erővel)	1. A szilárd kőzetek fagy okozta aprózódása	a) eluviális kőblokkok, közettörmelék b) kifagyástól elaprózódott dolomit gríz, gránitgríz stb.
	2. Kifagyás által létrejött különböző alakú kősziklák	Kótorony, kőkapu, kőgomba, kőoszlopok, kővárak, sziklafalak stb.
	3. Kifagyás termelte gravitációs mozgással felhalmozott kőhalmazok	a) kőtengerek, periglaciális blokkfácies b) rétegzetlen lejtős kőhalmaz, rétegzett lejtős közettörmelék (pl. groize litée) c) kőfolyások, részben már a szoliflukciós folyamat is
III. Geliszoliflukció és gelipluvioniváció	1. Geliszoliflukciós letarol- ás és felhalmozódás	a) girland, barázdahantos talajok (striated soil) b) amorf szoliflukcióval felhalmozott masszaszerű lejtőüledékek c) lamináris szoliflukcióval felhalmozott masszaszerű lejtőüledékek (letarolás+felhalmozódás)



1. táblázat folytatása

Kriogén folyamatok fő csoportjai	Folyamatok fajtái	Kriogén formák és üledékek
III. Geliszoliflukció és gelipluvioniváció	2. Geliszoliflukció + gelipluvioniváció időszakos együttműködése	a) lejtővel párhuzamos ritmikusan rétegzett lösz, löszszerű és vályogos üledékek b) nivációs teraszok, fülkék a lejtőn, völgyoldalak aszimmetriája c) delle formálódás (képződéséhez még más folyamatok is hozzájárultak) és delle kitöltődés, völgytalp feltöltődés
	3) Gelipluvioniváció (hóolvadékvíz és csapadékvíz lemosás fagyott talajon)	a) rétegzett lejtős talajszediment (szemipedolit) b) ritmikusan rétegzett lösz, homokos lösz és homokos lejtőüledék c) lejtővel párhuzamosan rétegzett aprószemű közettörmelék (pl. grèze litée)
IV. Gelidefláció (a szél tevékenysége a pleisztocén periglaciális zónában)	1. Szélkorrázió	a) sarkos kavicsok (szélkorradálta sziklafelszín, kő- és kavicsmező mint maradéktakaró) b) szélformálta pozitív sziklaoszlopok, kőgombák (l. még kriofrakció alatt is)
	2. Deflációs kifúvás és szélfelhalmozás	a) por és finom homok kifúvás a kriofrakció által felaprózott közettörmelékből b) korábban lerakódott poros és homokos üledékek áthalmozása, ezáltal pozitív és negatív homokformák képződése (helyenként deflációs tanúhegyek és mélyedések) c) por és finom homok üledékek lefelszerű felhalmozódása (lösz és futóhomok takarók)
A. Krioplanáció	Az I–IV. folyamatok részleges vagy együttes összmunája a periglaciális domborzat – kriogén – planációját, elegyenetését eredményezte	a) krioplanációs teraszok b) pleisztocén krioplanációs „pedimentek”, enyhe lapos ferde lejtők c) az expozíciótól függő kisebb aszimmetrikus völgyek d) domborzat kiegyenlítődsé általában
B. Derázio*	Az I–IV. uralkodóan periglaciális folyamatok és a mérsékelt övben ill. interglaciálisban is tevékeny lejtős tömegmozgások (sárfolyás, csuszamlás, lavina, kőzetomlás, lejtőleomosás hólé és csapadékvíz által), részleges vagy együttes munkája	a) a dellék többnyire derázio folyamatokkal alakultak ki ill. formálódtak tovább (ezért helyesebb a „derázio völgy” elnevezés) b) eróziós–derázio völgyek (sok kisebb interglaciális kori folyóvízi eróziós völgy feltöltött száraz derázio völgyé alakult át) c) derázio lejtők, -dombok, -tanúhegyek (periglaciális kriogén és mérsékeltövi lejtős tömegmozgásokkal kiformált domborzat)

\* Egyes szerzők a denudáció kifejezésnek ilyen értelmet adtak.

## MEGJELENT

### Magyarország Nemzeti Atlasza új kiegészítő térképei

A közelmúlt társadalmi és gazdasági változásai tették szükségessé az 1989-ben kiadott Magyarország Nemzeti Atlaszának aktualizálását. A folyamatosan megjelenő térképfüzetek az eltelt időszak politikai, közigazgatási és demográfiai változásait mutatják be az 1990-es népszámlálási adatok alapján. Egy térképfüzet 4 színes térképaldból, a hátlapján 4 fekete-fehér magyarázó szöveget és ábrákat tartalmazó oldalból, valamint borítólapból áll. A kiadvány magyar és angol nyelvű, a térképek számítógép (ARC/INFO program) segítségével készültek. 1994-95-ben 5 füzet került kiadásra.

1. füzet Magyarország és szomszédsága etnikai térképe  
Közigazgatás, 1994
2. füzet Demográfiai, népmozgalmi tendenciák Magyarországon, 1980–1989  
Parlamenti választások, 1990 és 1994
3. füzet Nemzetközi vándorlás 1980–1992  
Budapest 1970–1990
4. füzet Személyi jövedelemadó 1992  
Helyi adók, 1992
5. füzet Településeken gyűjtött szilárd hulladék, 1990  
Veszélyes hulladék, 1990  
Légszennyező anyagok kibocsátása, 1990  
Környezeti társadalmi konfliktusok, 1985–1994  
Korábbi szovjet katonai objektumok szennyezése

---

### MEGRENDELŐLAP

Megrendelem Magyarország Nemzeti Atlasza új kiegészítő térképei

1. sz. füzetét ..... példányban
2. sz. füzetét ..... példányban
3. sz. füzetét ..... példányban
4. sz. füzetét ..... példányban
5. sz. füzetét ..... példányban

A vételár füzetenként 1.600,-Ft, 5 füzet esetén 6.000,-Ft, 3 füzet esetén 3.800,-Ft (ÁFÁ-val) + postaköltség, amely összeget az MTA Földrajztudományi Kutatóintézet egyszámlájára (MNB 10032000-01717345) átutaljuk, készpénzzel a helyszínen fizetjük (a kívánt rész aláhúzendő)

1062 Budapest, Andrássy út 62. Tel.: 1-116-838/156 m. (Könyvtár)

A kiadványt az alábbi címre kérem postázni:

Név, intézmény: .....

Cím: .....

..... 1997. .... hó ..... nap

.....  
aláírás-bélyegző



## PÉCSI'S PUBLICATIONS MAINLY IN FOREIGN LANGUAGES ABOUT THE PERIGLACIAL MORPHOLOGY (1962-1967)

- PÉCSI, M. 1962. Die Entstehung der Korrasionsflächen. Korrelacionnoe formirovanie po-verhnosti. Physische-geographische Vorträge. Konferenz d. Ung. Geogr. Ges. und. d. Geogr. Inst. d. Ung. Akad. Wiss. Bp.-Balatonszabadi, 1962. X/1-9., (German), X/1-5. (Russian)
- PÉCSI, M. 1963. Die chronologischen Probleme der ungarischen Strukturböden. IGU Session of the Comm. on Periglacial Morphology in Hungary. Guide. Bp., Geogr. Forschungsinst. der Ungarischen Akad. der Wiss. V/1-3. (MTA FKI Természetföldrajzi dokumentáció. 2. 1963. 1.)
- PÉCSI, M. 1963. Geomorphological effects of periglacial processes - Hungarian Central Mountains. Morphologisches Effekt der pleistozänen periglazialen Vorgänge im Ungarischen Mittelgebirge. IGU Session of the Comm. on Periglacial Morphology in Hungary. Guide. Bp., Geogr. Forschungsinst. der Ungarischen Akad. der Wiss. IV/1-11. (English), IV 12-21. (German) (MTA FKI Természetföldrajzi dokumentáció. 2. 1963. 2.)
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi (pediment) felszínek magyarországi középhegységeken. Földr. Közl. 11. (87.) 3. 195-212.
- PÉCSI, M. 1963. Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn. Petermanns Geogr. Mitt. 107. 3. 161-182.
- PÉCSI, M. 1963. Slope loesses and their development in Hungary. Initial considerations. IGU Session of the Comm. on Periglacial Morphology in Hungary. Guide. Bp., Geogr. Research Inst. Hungarian Acad. of Sciences. II/1-4. (MTA FKI Természetföldrajzi dokumentáció. 2. 1963. 2.)
- PÉCSI, M. 1964. Chronological problems of the patterned soils of Hungary. Biul. Peryglacialny. 14. 279-293.
- PÉCSI, M. 1964. Evolution and sedimentation of slope during the Pleistocene glaciations in Hungary. Bp., Inst. of Geogr. Hung. Acad. Sci. 10 p. (Theoretical and methodological problems 6.)
- PÉCSI, M. 1964. Haupttypen der periglazialen Bodenfrosterscheinungen in Ungarn. VIth Intern. Congress of Quaternary. Warszawa, 1961. Vol. 4. Periglacial Section. Łódz. 121-132.
- PÉCSI M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásainak legújabb kérdései. Földr.Ért. 13. 1. 1-29.
- PÉCSI M. 1964. A magyarországi szerkezeti talajok kronológiai kérdései. Földr. Ért. 13. 2. 141-156.
- PÉCSI, M. 1964. Le rôle des vallées de dérasion. Colloque de Géogr. Franco-Hongrois. Guide d'excursion. Bp., Inst. Geogr. 74-77. (MTA FKI Természetföldrajzi dokumentáció)
- PÉCSI, M. 1964. Slope loesses and their development in Hungary. Hungarian Geographical and Cartographical Studies. Presented to the 20th Int. Geogr. Cong. Hung. Nat. Committee of the IGU. Bp. 24-36.
- PÉCSI, M. 1964. Ten years of physico-geographic research in Hungary. Bp., Akad. K. 132 p. (Studies in geography in Hungary 1.)
- PÉCSI M. 1965. Zur Frage der Typen der Löss- und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. A Kárpát-medencebeli löszök, lösszerű üledékek típusai és litosztratiográfiai beosztásuk. Földr. Közl. 13. (89.) 305-323. (German), 324-356. (Hungarian)
- PÉCSI, M. 1965. Genetic classification of the deposits constituting the loess profiles of Hungary. Acta Geologica Hungarica. 9. 1-2. 65-85.
- PÉCSI M. 1965. A magyarországi lejtőlöszök, talajüledékek és azok kialakulásának problémái. Agrokémia és Talajtan. 14. 3-4. 279-294.
- PÉCSI, M. 1965. Les principaux problèmes des recherches géomorphologiques dans les montagnes hongroises moyennes. Colloque de Géomorph. des Carpathes. 17-26. sept. 1963. Geographical Polonica. 9. 87-99.
- PÉCSI, M. 1965. Les recherches concernant le Quaternaire de Hongrie I-II. Bull. d'Inf. Géol. du B. R. G. M.. 194. 1-10., 1-7.

- PÉCSI, M. 1965. Upper Pliocene - post Pannonian-pediments in the middle mountains of Hungary. Geomorphological problems of Carpatians. I. Evolution of the relief in Tertiary. Bratislava, Vydav. Slovenskij Akad. VIED. 199-220.
- PÉCSI, M. 1966. Landscape sculpture by Pleistocene cryogenetic processes in Hungary. Acta Geologica. 10. 3-4. 397-406.
- PÉCSI, M. 1966. Problèmes quaternaires de la recherche géomorphologique des montagnes centrales intracarpatiques. Geomorphological problems of Carpatians. II. Evolution of the relief of Quaternary. Geographica Polonica. 10. 115-148.
- PÉCSI, M. 1966. Sklonovye lessy Vengrii uslovija ikh obrazovanija. Sovremennij i chetvertichnyj kontinental'nyj litogenez. Moskva, Izd. Nauka. 49-59.
- PÉCSI, M. 1967. The dynamics of Quaternary slope evolution and its geomorphological representation. L'évolution des versants. Symp. Intern. de Géomorph. Liege-Louvan. Univ. de Liege. Vol. 40. 187-199.
- PÉCSI M. 1967. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok osztályozása és nevezéktani értelmezése. Földr. Közl. 15. (91.) 3. 199-210.
- PÉCSI, M. 1967. Horizontal and vertical distribution of the loess in Hungary. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 1. 13-20.
- PÉCSI M. 1967. A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. Földr. Ért. 16. 1. 1-9.



- ACKERMANN, E. 1955. Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließserden. *Geol. Rund.* 43. 2. 328-341.
- ÁDÁM L. 1960. A tolnai Hegyhát kialakulása. *Földrajzi Értesítő.* 9. 2. 143-176.
- ÁDÁM L. - GÓCZÁN L. - MAROSI S. - SOMOGYI S. - SZILÁRD J. 1962 Néhány dunántúli geomorfológiai körzet jellemzése. *Földrajzi Értesítő.* 11. 1. 41-84.
- ÁDÁM L. - MAROSI S. - SZILÁRD J. (szerk.) 1959. A Mezőföld természeti földrajza. Bp., Akad. K., 514 p. (Földrajzi Monográfiák 2.)
- ANDERSSON, J. G. 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *Journ. Geol.* 14. 91-112.
- ANDREEV, V. N. 1936. Gidrolakkolity (bulgunnjakhi) v zapadno-sibirskikh tundrach. *Izv. Gos. Geogr. Obshh.* 68. 2. 186-210.
- BAKKER, J. P. 1958. Fossile Reliktböden in Mitteleuropa. *Vortrag Geogr. Kolloquium Würzburg* 14. 11. 58 p.
- BARANOV, I. Ja. 1955. Juzhnaja granica oblasti rasprostraneniya mnogoletnemerzlykh porod. Moskva, AN SSSR, 38-44. (Materialny k osnovam uchenija o merzlykh zonakh zemnoj kory. Vyp.2.)
- BASHENINA, N. V. 1960. Poverkhnosti gol'covogo vyravnivaniya kak zonal'nye raznovidnosti pedimentov. *Vestnik MGU. Geografija.* 6. 68-70.
- BEHLEN, H. 1930. Eine neue Theorie der Struktur- (Steinring-, Steinnetz-, oder Brodel-) Böden. *Ztschr. D. Geol. Gesel.* 82. 635-636.
- BERG, L. S. 1953. Éghajlat és élet. Bp., Akad. K. 523 p.
- BESKOW, G. 1930. Erdfließen und Structurböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.* 52. 622-637.
- BESKOW, G. 1947. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads. *The Swedish Geol. Society, Ser. C.* 375.
- BLACK, R. F. 1954. Permafrost - a review. *Bull. of the Geol. Society of America.* 65. 839-856.
- BOCH, S. G. 1938. O solifljukcionnykh terrasakh pripoljarnogo Urala. *Izv. Gos. Geogr. Obshh.* 70. 3. 432-433.
- BORSY Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. Bp., Akad. K., 227 p.
- BÖGLI, A. u. a. 1957. Die 10. Jahresversammlung der Schweiz. Geomorphologischen Gesellschaft vom 3. Februar 1957 in Bern. *Geogr. Helv.* 12. 2. 114-119.
- BROWN, R. J. E. 1956. Permafrost investigations in the Mackenzie delta. *Can. Geogr.* 7. 21-26.
- BRYAN, K. 1933. The formation of pediments. Washington, Rep. Int. Geol. Congr. 765-775.
- BRYAN, K. 1946. Cryopedology - the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Am. J. Sci.* 244. 622-642.
- BRYAN, K. 1949. The geologic implications of cryopedology. *Journ. Geol.* 57. 101-104.
- BULLA, B. 1933. Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. *Földrajzi Közlemények.* 61. 7-8. 169-201.
- BULLA, B. 1934. A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. *Földrajzi Közlemények.* 62. 7-9. 136-149.
- BULLA, B. 1935. Néhány szó a poláris és szubpoláris tundraképződmények kutatástörténetéhez. *Földrajzi Közlemények.* 63. 9-10. 279-289.
- BULLA, B. 1937. Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. 1-2. *Földtani Közlemények.* 67. 7-9. 196-215., 289-309.
- BULLA, B. 1938. Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. 3. *Földtani Közlemények.* 68. 1-3. 33-58.
- BULLA, B. 1939. Die periglazialen Bildungen und Oberflächengestaltungen des Ungarischen Beckens. *Földrajzi Közlemények.* 67. 4. 268-281.
- BULLA, B. 1941. A Máramarosi Kárpátok periglaciális jelenségeiről. *Földtani Közlemények.* 69. 7-12. 195-205.

- BULLA, B. 1954. Általános természeti földrajz. 2. Bp., Tankvk., 549 p.
- BULLA, B. 1956. A magyar föld domborzata fejlődésének ritmusai az újharmadkor óta a korszerű geomorfológiai szemlélet megvilágításában. MTA Társadalmi-Történeti Tudományok Osztályának Közleményei. 7. 4. 281-296.
- BULLA, B. 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszín kialakulásának kérdésében. Földrajzi Értesítő. 7. 3. 257-274.
- BÜDEL, J. 1937. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft. 229. 1-83.
- BÜDEL, J. 1944. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Klimaheft. Geol. Rundschau. 34. 7-8. 782-519.
- BÜDEL, J. 1948. Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde. 1-3. 22-53.
- BÜDEL, J. 1951. Die Klimazonen des Eiszeitalter. Eiszeitalter und Gegenwart. 1. 16-26.
- BÜDEL, J. 1953. Die "periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde. 7. 4. 249-266.
- BÜDEL, J. 1959. Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erkunde. 13. 4. 297-314.
- BÜDEL, J. 1960. Frostschtut-Zone Südost-Spitzbergens. Colloquium Geographicum. 6. 1-105.
- CAILLEUX, A. 1948. Etude de cryopedologie. Paris, Centre Doc. Univ. Sorbonne
- CAILLEUX, A. 1956. Maras, mardelles et Pingos. Compte-rendu. Frances Acad. Sci. 242. 1912-1914. p.
- CAILLEUX, A. - TAYLOR, G. 1954. Cryopédologie. Étude des sols gelés. Paris, Hermann & Cie, 280 p. (Actualités scientifiques et industrielles 1203. ; Expéditions polaires francaises 4.)
- CHARLESWORTH, J. K. 1957. The Quaternary Era. 1-2. London, E. Arnold., 1700 p.
- CHOLNOKY, J. 1902. A futóhomok mozgásának törvényei. Földtani Közlemények. 32. 1-4. 6-38.
- CHOLNOKY, J. 1910. Az Alföld felszíne. Földrajzi Közlemények. 38. 10. 413-436.
- CHOLNOKY, J. 1911. A Spitzbergák. Földrajzi Közlemények. 39. 7-8. 301-345.
- CHOLNOKY, J. 1926. A földfelszíni formák ismerete. Morfológia. Bp. 296 p.
- CHOLNOKY, J. 1936. Magyarország földrajza. Bp., Franklin K., 530 p. (A Föld és Élete 6.)
- CHOLNOKY, J. 1940. A futóhomok elterjedése. Földtani Közlemények. 70. 7-9. 258-294.
- CITOVIC, N. A. 1953. Materialü po laboratorum isledovanijam merzlich gruntov. Sbornik 1. 156.
- COOK, F. A. 1955. Near surface soil temperatures at Resolute Bay, Northwest Territories. Arctic. 8. 4. 237-249.
- COOK, F. A. 1958. Temperatures in permafrost at Resolute N. W. T. Geogr. Bull. 12. 5-18.
- CORBEL, J. 1956. Phénomènes périglaciaires au Svalbard et en Laponie. Biul. Peryglacialny. 4. 47-54.
- CORTE, A. E. 1961. The frost behavior' of soils: laboratory and field data for a new concept, part I. Vertical sorting. 85. pt. 1. 22 p. (US Army Cold Regions Res. and Engin. Lab. Res. Rept.)
- DENNY, C. H. 1952. Late quaternary geology and frost phenomena along Alaska Highway, northern British Columbia and southeastern Yukon. Bull. Geol. Soc. Amer. 63. 883-921.
- DERRUAU, M. 1956. Les formes périglaciaires du Labrador-Ungava central comparées a celles de l'Islande centrale. Rev. de Géomorph. Dyn. 7. 1-2. 11-16.
- DOBROWOLSKI, A. B. 1923. Historia naturalna lodu. Warszawa. 940 p.
- DRESCH, J. 1957. Pediments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs. L'Information Géogr. 21. 5. 183-196.
- DÜCKER, A. - LEMBKE, H. 1954. Studien aus dem norddeutschen Tiefland (Holsteinischer Landrücken, Mark Brandenburg). In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. 3. Göttingen, 96 p. (Göttinger Geogr. Abhandl. 16.)
- DYLIK, J. 1956. Esquisse des problèmes périglaciaires en Pologne. Biul. Peryglacialny. 4. 57-71.
- DYLIK, J. 1960. Rhythmically stratified slope waste deposits. Biul. Peryglacialny. 8. 31-41.



- EBERS, E. 1954. Die Periglazial-Erscheinungen im bayerischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. 2. Studien aus dem Alpen und dem Alpenvorland. Göttingen, 9-16. (Göttinger Geogr. Abhandl. 15.)
- EDELMAN, C. H. - FLORSCHÜTZ, F. - JESWIET, J. 1936. Über spätpleistozäne und Holozäne kryoturbate Ablagerungen in den Östlichen Niederlanden. Verhand. van het Geol. Mijubook. Geno. voor Nederlanden Kolonien. Geol. Ser. 11. 301-360.
- FEZER, F. 1953. Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. 1. Studien aus den Mittelgebirgen. Göttingen, 45-77. (Göttinger Geogr. Abhandl. 14.)
- FINK, J. 1956. Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. Eiszeitalter und Gegenwart. 7. 49-77.
- FINK, J. 1960. Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. Mitteilungen der Geol. Gesel. in Wien. 53. 249-266.
- FRÄNZLE, O. 1960. Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lössen. Eiszeitalter und Gegenwart. 11. 196-205.
- FURRER, G. 1955. Frostbodenformen in ehemals nicht vergletscherten Gebieten der Schweiz. Geographica Helvetica. 10. 3. 129-132.
- GERASIMOV, I. P. - DRESCH J. 1960. Sovremennaja francuzskaja geomorfologija i ejo progress. (franko-sovetskaja vstrecha). Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geogr. 3. 129-134.
- GERASIMOV, I. P. - MARKOV, K. K. 1939. Chetvertichnaja geologija (paleogeografija chetvertichnogo perioda). Moskva, Uchpedgiz, 361 p.
- GÓCZÁN, L. 1960. A Tapolcai-medence kialakulástörténeti problémái. Földrajzi Értesítő. 9. 1-4. 1-30.
- GÓCZÁN, L. 1971. A Marcal-medence talajföldrajza. Bp. Akad. K., 167 p. (Földrajzi Tanulmányok 12.)
- GRAHMANN, R. 1932. Der Löss in Europa. Mitt. der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig. 51. 5-24.
- GRICHUK, V. P. 1952. Geograficheskije landshafty russkoj ravniny lednikovogo perioda. Priroda. 2. 115-120.
- GRIGOR'EV, A. A. 1946. Subarktika. Opyt kharakteristiki osnovnykh tipov fiziko-geograficheskoy sredy. Moskva, Leningrad Akad. Nauk SSSR. 170 p.
- GRIPP, K. 1929. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. Abhand. aus d. Gebiete d. Naturwiss. Verein in Hamb. 22. 3-4. 145-249.
- GRIPP, K. - SIMON, W. G. 1933. Experiments zum Brodelbodenproblem. Zentralblatt für Min. Abt. B. 433-440.
- GROSS, H. 1960. Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart. 11. 99-106.
- HALAVÁTS Gy. 1898. A Budapest-vidéki kavicsok kora. Földtani Közlemények. 28. 10-11. 291-299.
- HEMPEL, L. 1958. Eiszeitklima und Gesteinstruktur. Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. Eiszeitalter und Gegenwart. 9. 49-60.
- HOROSITZKY F. 1932. A "mocsárlösz" terminológiájáról. Földtani Közlemények. 62. 1-12. 213-220.
- HOROSITZKY H. 1898. Löszterületek Magyarországon. Földtani Közlemények. 28. 1-4. 29-36.
- HOPKINS, D. M. 1949. Thaw lakes thaw sinks in the Imuruk lake area, Seward Peninsula, Alaska. The Journ. of Geol. 17. 119-131.
- HÖGBOM, B. 1913-14. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. Upsala. 12. 257-390.
- HÖVERMANN, J. 1954. Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet. In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. 2. Studien aus dem Alpen und dem Alpenvorland. Göttingen, 91-124. (Göttinger Geogr. Abhandl. 15.)
- INKEY B. 1894. Pusztá-Szt.-Lőrincz (Pestm.) vidékének talajtérképezése. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve. 10. 43-65.
- JAHN, A. 1954. Zasługi Walerego Lozinskiego w dziedzinie badan peryglacjalnych. Biul. Peryglacjalny. 1. 7-18.

- JAHN, A. 1956. Some periglacial problems in Poland. *Biul. Peryglacialny*. 4. 169-183.
- JASKÓ S. 1937. Pleisztocén éles kavicsok a Déli-Bakonyból. *Földtani Közlemények*. 67. 10-12. 331-333.
- JOHNSON, D. W. 1931. Planes of lateral corrasion. *Science*. 73. 174-177.
- JOHNSON, D. W. 1932. Rock planes of arid regions. *Geogr. Review*. 22. 656-665.
- KACHURIN, S. P. 1939. Soliflukcionnye terrasy v oblasti vечноj merzloty. Moskva, AN SSSR, 31-88. (Trudy Komiss. po vечноj merzloty 7.)
- KACHURIN, S. P. 1955. Vsegda li termokarst javljaetsja priznakom degradacii mnogoletnej merzloty. Moskva, AN SSSR, 25-33. (Materialny k osnovam uchenija o merzlykh zonakh zemnoj kory. Vyp.2.)
- KÁDÁR L. 1935. Futóhomok-tanulmányok a Duna-Tisza közén. *Földrajzi Közlemények*. 63. 1-3. 4-15.
- KÁDÁR L. 1956. A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. *Földrajzi Közlemények*. 80. 2. 143-163.
- KÁDÁR L. 1960. Climatical and other conditions of loess formation. In: Miklós, Gy. (ed.): *Studies in Hungarian geographical sciences*. Bp., Akad. K., 17-24.
- KAISER, K. 1958. Wirkungen des pleistozänen Bodenfrosts in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 9. 110-129.
- KAISER, K. 1960. Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 11. 121-141.
- KAMANIN, L. G. - VELICHKO, A. A. 1957. Issledovanija periglacial'nykh processov. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geogr.* 6. 145-152.
- KATASONOV, E. M. 1960a. Predvaritel'naja klassifikacija kriogennykh tekstur mnogoletnemerzlykh deljuvial'nykh otlozhenij. *Jakutsk*. 12-14. (Trudy sev.-vost. otd. Inst. merzlotovedenija AN SSSR. Vyp. 2.)
- KATASONOV, E. M. 1960b. Kriogennye tekstury mnogoletnemerzlykh alljuvial'nykh otlozhenij. *Jakutsk*. 15-22. (Trudy sev.-vost. otd. Inst. merzlotovedenija AN SSSR. Vyp. 2.)
- KATASONOV, E. M. (Red.) 1963. Uslovija i osobennosti razvityja merzlykh tolshch v Sibiri i na Severo-Vostoke. Moskva, Izd. Akad. Nauk SSSR. 120 p.
- KEREKES, J. 1938. Fosszilis tundratalaj a Bükkben. *Földrajzi Közlemények*. 66. 4-5. 112-116.
- KEREKES, J. 1939. A peštszentlőrinci fosszilis tundraképződmények. *Földtani Közlemények*. 69. 138-139.
- KEREKES, J. 1941. Hazánk periglaciális képződményei. Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet Vitaüléseinek munkálatairól. 4. 97-142.
- KESSLER, P. 1925. Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart, Schweizerbart Verl. 210 p.
- KÉZ A. - BULLA B. 1936. A bécsi III. nemzetközi negyedkorkutató kongresszus (INQUA) és kirándulásai. *Földrajzi Közlemények*. 64. 8-10. 133-153.
- KLATKA, T. 1956. Exemple du modelé périglaciaire de Lysa-Góra. *Biul. Peryglacialny*. 4. 255-276.
- KLEBELSBERG, R. 1948-49. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. 1-2. Wien, Springer-Verl., 1028 p.
- KLIMASZEWSKI, M. 1937. Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpaten. *Ztschr. f. Gletscherkunde*. 25.
- KRETZOI M. 1953. A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. In: A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Földtani Bizottsága által 1952. évi szeptember 26., 27. és 28-án tartott alföldi kongresszus. Az Alföld földtani felépítésének kérdései. Bp., Akad. K., 89-99.
- KRIVÁN P. 1958. Jégelenszék-síntéves állótundra jelenségek Magyarországon. *Földtani Közlemények*. 88. 201-209.
- KRIVÁN P. 1960. A Duna ártéri színlőinek kronológiája. *Földtani Közlemények*. 60. 1. 56-72.
- LÁNG S. 1943. Jégkori talajfolyás Budakeszi határán. *Földrajzi Közlemények*. 71. 2. 100-110.



- LÁNG S. 1955. A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Bp., Akad. K., 512 p. (Földrajzi Monográfiák 1.)
- LÁNG S. 1958. A Bakony geomorfológiai képe. Földrajzi Közlemények. 82. 4. 325-346.
- LÁNG S. 1960. A Délkelet-Alföld felszíne. Földrajzi Közlemények. 84. 1. 31-43.
- LEFFINGWELL, E. K. 1915. Ground-ice wedges, the dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. Journ. Geol. 23. 635-654.
- LEFFINGWELL, E. K. 1919. The Canning River region, Northern Alaska. U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 109. 251. p.
- LÓCZY L. 1913. Posztpontusi és pleisztocénkorú képződmények. In: Lóczy L.: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. Bp., M. Földr. Társaság Balaton-Bizottsága, 423-506. (A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei 1. köt. 1. rész 1. szakasz.)
- LOSINSKY, W. 1912. Die periglaziale Facies der mechanischen Verwitterung. In: Congress Geol. Inter. 1910. Stockholm 2. 1039-1053.
- LOUIS, H. 1957. Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. In: Geomorphologische Studien: Fritz Machatschek zum 80. Geburtstag gewidmet von Schülern, Freunden, Verehrern und dem Verlag. Gotha, Veb Hermann Haack, 9-26. (Peterm. Geogr. Mitt. Ergänzungsheft 262.)
- LOŽEK, V. 1955. Das Profil holozäner Gehängesedimente in Velká Chuchle bei. Anthropozoikum.
- LÖRENTHEY I. 1904. A rákosszentmihályi Sashalom kavicsainak koráról. Földtani Közlemények. 34. 5-7. 232-241.
- LÜTTIG, G. 1960. Vorschläge für eine geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. Eiszeitalter und Gegenwart. 11. 51-63.
- MAARLEVELD, G. C. 1956. Sur les sédiments périglaciaires en Hollande: formes et phénomènes. Biul. Peryglacialny. 4. 73-82.
- MACOUN, J. - SIBRAVA, V. 1959. Die Terrassen des Flusses Opava und ihre Beziehung zu den Sedimenten der kontinentalen Vereisung. Anthropozoikum 9.
- MARKOV, K. K. 1956. Nature du milieu géographique des régions périglaciaires à la lumière des données paléobotaniques. Biul. Peryglacialny. 3.
- MARKOV, K. K. 1959. Izuchenie periglacial'nykh obrazovaniy. Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geogr. 2. 113-127.
- MAROSI S. 1958. Budapest és környéke futóhomok-területeinek morfológiája. In: Pécsi. M.-Marosi S.-Szilárd J. (szerk.): Budapest természeti képe. Bp., Akad. K., 300-310.
- MAROSI S. 1962. Belső-Somogy. Földrajzi Értesítő. 11. 1. 61-68.
- MAROSI S. - SZILÁRD J. 1957. Pleisztocén kovárványos homok Somogyban. Földrajzi Értesítő. 6. 4. 522-523.
- MARUSZCZAK, H. 1959. Utwory pokrywowe plejstocenskiej tundry plamistej na obszarze Polski północnej i środkowej. Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B. 14. 315-350.
- MAZUR, E. 1956. Niekoľko profilov kvartérom severozápadného Slovenska. Geografický Casopis. 8. 4. 177-185.
- MAZUR, E. - LUKNIS, M. 1956. Geomorphológia a kvartér vysokohorskej oblasti Slovenska. Geografický Casopis. 8. 2-3. 95-100.
- MENSCHING, H. 1953. Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratal. In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglacial-Erscheinungen in Mitteleuropa. I. Studien aus den Mittelgebirgen. Göttingen, 79-128. (Göttinger Geogr. Abhandl. 14.)
- MENSCHING, H. 1958. Glacis-Fussfläche-Pediment. Zeitschrift für Geomorphologie 2. 3. 165-186.
- MENSCHING, H. - RAYNAL, R. 1954. Fussflächen in Marokko. Peterm. Geogr. Mitt. 98. 3. 171-176.
- MIHÁLITZ I. 1953. A Duna-Tisza köze déli részének földtani felvétele. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1950. évről. 113-143.
- MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1953. A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. In: A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Földtani Bizottsága által 1952. évi

- szeptember 26., 27. és 28-án tartott alföldi kongresszus. Az Alföld földtani felépítésének kérdései. Bp., Akad. K., 5-17.
- MITT, K. L. 1959. K voprosu o prirode dellej Daldynskogo rajjona. Voprosy Geografii. Geomorfologija. 46. 28-34.
- MORTENSEN, H. 1949. Rumpffläche - Stufenlandschaft - Alternierende Abtragung. Peterm. Geogr. Mitt. 93. 1. 1-14.
- MOTTL M. 1942. Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfaina tükrében. Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek munkálatairól. 1. 5-42.
- MÜCKENHAUSEN, E. 1960. Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn (Eifel). Eiszeitalter und Gegenwart. 11. 5-11.
- MÜLLER, S. W. 1947. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Ann Arbor, Edwards Bros, 231 p.
- NEEF, E. 1955. Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. Peterm. Geogr. Mitt. 99. 3. 183-192.
- NORDENSKJÖLD, O. 1909. Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. Leipzig, Berlin, Druck und Verlag von B. G. Teubner, 220 p.
- OBRUCHEV, S. 1938. Shakhmatnye (ortogonal'nye) formy v oblastjakh vechnoj merzloty. Izv. Gos. Geogr. Obschh. 70. 6. 737-746.
- OBRUCHEV, V. 1940. Obshecheje merzlotovedenije. Akad. Nauk USSR. Moskva 1.
- OKOLOWICZ, W. 1955. Stukture peryglacjalne w Grebocinie kolo Torunia. Biul. Peryglacjalny. 2. 105-108.
- PAPP K. 1899. Éles-kavicsok (dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (steppéin). Földtani Közlemények. 29. 5-7. 135-147.
- PATERSON, T. T. 1940. The effect of frost action and solifluxion around Baffin Bay and in the Cambridge District. Quat. J. Geol. Soc. 96. 99-130.
- PÁVAI VAJNA F. 1941. Jelentésem az 1936. évi fővároskörnyéki geológiai és hegyszerkezeti felvételeimről. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1936-1938. évekről. 1. 329-342.
- PÁVAI VAJNA F. 1941. Előzetes jelentésem az 1937. évi budapestkörnyéki geológiai felvételekről. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1936-1938. évekről. 1. 357-375.
- PÁVAI VAJNA F. 1941. Az 1938. évi budapestkörnyéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1936-1938. évekről. 1. 399-438.
- PÉCSI M. 1955. Eróziós és korrázios völgyek és vízmosások képződése a Duna völgyében Dunaalmás és Nyergesújfalú között. Földrajzi Értesítő. 4. 1. 41-54.
- PÉCSI M. 1957. A magyarországi Duna-teraszok párhuzamosítása a Bécs környéki és vaskapui teraszokkal. Földrajzi Közlemények. 81. 3. 259-282.
- PÉCSI M. 1958. A Pesti-síkság geomorfológiája. In: Pécsi. M.-Marosi S.-Szilárd J.(szerk.): Budapest természeti képe. Bp., Akad. K., 248-282.
- PÉCSI M. 1959a. A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. Geofizikai Közlemények. 8. 1-2. 73-83.
- PÉCSI M. 1959b. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakitana. Bp., Akad. K., 345 p. (Földrajzi Monográfiák 3.)
- PÉCSI M. 1961a. A periglaciális talajfagy-jelenségek főbb típusai Magyarországon. Földrajzi Közlemények. 85. 1. 1-24.
- PÉCSI M. 1961b. Die Wichtigstein ergebnisse geomorphologischer Forschungen des Quartärs in Ungarn. INQUA Warszawa 1961. Warszawa, Wydaw. Geologiczne, 287-311. p.
- PÉCSI M. 1962a. A Kisalföld geomorfológiai képe. Földrajzi Közlemények. 86. 2. 113-142.
- PÉCSI M. 1962b. A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. Földrajzi Értesítő. 11. 1. 19-39.



- PÉCSI M. 1962c. Tíz év természeti földrajzi kutatásai. Földrajzi Értesítő. 11. 3. 305-336.
- PEJA Gy. 1938. A negyedkori deflációs jelenségek a középső Ipolyvölgyben. Földtani Közlemények. 68. 7-9. 169-179.
- PEJA Gy. 1959. Adatok az agyagos-homokos területek felszínformáinak ismertetéséhez, különös tekintettel a középső sajtóvölgyi táj harmadkori rétegein található tömegmozgásos jelenségekre és korróziós formákra. Kandidátusi disszertáció 82 p.
- PELISEK, J. 1953. Kvartér vychodnico okoli Brna. Anthropozoikum. 3. 7-28.
- PELTIER, L. 1950. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Annals of the Association American Geographers. 40. 2. 214-236.
- PENCK, A. - BRÜCKNER, E. 1901-1909. Die Alpen im Eiszeitalter. 1-3. Leipzig, 1199 p.
- PENCK, W. 1924. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart, J. Engelhorn, 283 p.
- PÉWÉ, T. L. 1947. Permafrost and geomorphology in the Lower Yukon River Valley. Geol. Soc. Am. Bull. 58. 12. 2.
- PIERZCHALKO, L. 1956. Periglacial phenomena in Northern Poland. Biul. Peryglacjalny. 4. 415-427.
- PINCZÉS, Z. 1961a. A tönkösödés kérdése a Zemplén-hegység déli részén. Földrajzi Értesítő. 9. 4. 463-477.
- PINCZÉS, Z. 1961b. A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza. Kandidátusi disszertáció. 264 p.
- POHLE, R. 1925. Frostboden (Eisboden) in Asien und Europa. Peterm. Geogr. Mitt. 71. 167-169.
- POPOV, A. I. 1953. Vechnaja merzlota v Zapadnoj Sibiri. Moskva, AN SSSR, 230 p.
- POPOV, A. I. 1955. Proiskhozhenie i razvitie moshchnykh iskopaemykh l'dov. Moskva, AN SSSR, 5-24. (Materialny k osnovam uchenija o merzlykh zonakh zemnoj kory. Vyp.2.)
- POPOV, A. I. 1956. Le thermokarst. Biul. Peryglacjalny. 4. 319-330.
- POPOV, A. I. 1959. Periglacial'nye i drugie zonal'nye merzlotnye javlenija (sovremennye i drevnie). Vestnik Moskovskogo Univ. Serija biologii, pochvovedenija, geologii, geografii. 2. 187-199.
- POPOV, A. I. 1967. Merzlotnye javlenija v zemnoj kore (kriolitologija). Moskva, Izd. Mosk. Univ. 302 p.
- PORSILD, A. E. 1938. Earth mounds in unglaciated Arctic Northwestern America. Geogr. Review. 28. 1. 46-58.
- POSER, H. 1933. Die Probleme der Strukturböden. Geol. Rundschau. 24. 105-121.
- POSER, H. 1947. Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturw. 34. 232-238., 262-267.
- PROŠEK, F. - LOŽEK, V. 1954. Untersuchung des Lössprofiles von Zamarovce bei Trenčin. Anthropozoikum. 4.
- RAYNAL, R. 1956. Les phénomènes périglaciaires au Maroc et leur place dans l'évolution morphologique. Biul. Peryglacjalny. 4. 143-162.
- REMY, H. 1960. Der Löss am unteren Mittel- und Niederrhein. Eiszeitalter und Gegenwart. 11. 107-120.
- ROMANOVSKY, V. 1940. Explication des sols polygonaux par des courants de convection. Bull. Ass. Géogr. Fr. 132. 69.
- ROMANOVSKY, V. - CAILLEUX, A. 1942. Sols polygonaux et fentes de dessiccation. Bull. Soc. Géol. France. 5. 6. 12.
- SCHAFARZIK F. - VENDL A. 1929. Geológiai kirándulások Budapest környékén. Bp., Stadium Sajtóváll. Rt., 341 p.
- SCHARP, R. P. 1942. Ground-ice mounds in Tundra. Geogr. Review. 32. 3. 417-423.
- SCHENK, E. 1955a. Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. d. Hess. L. f. Bodenforsch, Wiesbaden. 13. 1-22.
- SCHENK, E. 1955b. Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. Eiszeitalter und Gegenwart. 6. 170-184.

- SCHERF, E. 1938. Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäne auf moderner polyglazialistischer Grundlage. Verhandl. der 3. Internat. Quartär-Konferenz, Wien. September 1936. 237-247.
- SCHÖNHALS, E. 1951. Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. Eiszeitalter und Gegenwart. 1. 109-130.
- SCHRETER Z. 1958. Budapest és környékének geológiája. Pliocén, pleisztocén, holocén. In: Pécsi. M.-Marosi S.-Szilárd J. (szerk.): Budapest természeti képe. Bp., Akad. K., 98-118.
- SCHWARZBACH, M. 1950. Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. Stuttgart, F. Enke Verlag, 211 p.
- SEKYRA, J. 1950. Thufury a guirlandové pudy v Bělských Tatrách (Thufur and garland soils in the Belské Tatry). Sborník Československé Společnosti zeměpisné. 55. 3-4. 214-219.
- SEKYRA, J. 1960. Pusobení mrazu na pudu. Kryopedologie se zvláštěm zretelem k CSR. Praha, Tsch. Akad. Wis. Geotechnica. 27. 164 p.
- SHUMSKIJ, P. A. 1955. Osnovy strukturnogo ledovedenija. Petrografija presnogo l'da kak metod glaciologičeskogo issledovanija. Moskva, AN SSSR, 491 p.
- SHVECOV, P. F. 1951. K opredeleniju nekotorykh ponjatij v merzlotovedeniii. Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geogr. 5. 83-87.
- SHVECOV, P. F. 1951. Osnovnye ponjatija i terminy geokriologii. Moskva, Inst. merzlotovedenija AN SSSR, 16 p.
- SOERGEL, W. 1925. Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. Fortschr. Geol. Paleont. 13. 125-251.
- SOMOGYI S. 1962. A Vasi-Hegyhát és a Kemeneshát. Földrajzi Értesítő. 11. 1. 52-58.
- STEFANOVITS P. 1959. Az agyagos rész vizsgálata jellemző talajtípusokban. Agrokémia és Talajtan. 8. 1. 37-48.
- STEFANOVITS P. 1959. A magyarországi erdőtalajok genetikus - talajföldrajzi osztályozása. Agrokémia és Talajtan. 8. 2. 163-184.
- STEFANOVITS P. 1959. A talajföldrajz eredményei és feladatai Magyarországon. Földrajzi Közlemények. 73. 1. 21-43.
- STEFANOVITS P. 1959. Vörös agyagok előfordulása és tulajdonságai Magyarországon. MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei. 16. 2. 225-238.
- SUCHEL, A. 1954. Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes. In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. 4. Göttingen, 147 p. (Göttinger Geogr. Abhandl. 17.)
- SUMGIN, M. I. - CYTOVICH, N. A. 1937. Osnovaniya mekhaniki merzlykh gruntov. Moskva - Leningrad, AN SSSR, 432 p.
- SUMGIN, M. I. - KACHURIN, S. P. - TOLSTIKHIN, N. I. - TUMEL', V. F. 1940. Obshhee merzlotovedenie. Moskva - Leningrad, AN SSSR, 354 p.
- SUMGIN, M. J. 1927. Everfrozen of soil in the boundaries of USSR. Ref. Peterm. Mitt. 1928. 271.
- SÜMEGHY J. 1953. Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1951. évről. 83-109.
- SÜMEGHY J. 1955. A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1953. évről. 2. 395-404.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1936. Pleistozäne strukturbodenbildung in den Ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. Földtani Közlemények. 66. 7-9. 213-228.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938. Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. Sopron. 444 p.
- SZÉKELY A. 1961. A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. Kandidátusi disszertáció. 762 p.
- SZILÁRD J. 1961. Külső-Somogy. Földrajzi Értesítő. 11. 1. 68-74.
- TABER, S. M. 1930. The mechanics of frost heaving. Journ. Geol. 38. 303-317.



- TABER, S. M. 1943. Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. *Bull. geol. Soc. Am.* 54. 1433-1548.
- TE PUNGA, M. T. 1956. Altiplanation terraces in Southern England. *Biul. Peryglacjalny.* 4. 331-338.
- TRICART, J. 1950. Cours de Géomorphologie 2e Partie Géomorphologie Climatique. Paris, 270 p.
- TRICART, J. 1956. Étude expérimentale du probleme de la gélivation. *Biul. Peryglacjalny.* 4. 285-318.
- TROLL, C. 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundsch.* 34. 545-694.
- TROLL, C. 1947. Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde.* 1. 1-3. 162-175.
- TROLL, C. 1948. Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde.* 2. 1-3. 1-21.
- TSYTOVICH, N. A. - SUMGIN, M. I. 1959. Principles of the mechanics of frozen ground. 288 p. (U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment Translation. 19.)
- TUMEL, V. F. 1946. Sezonnoje promerzaniye i sezonnoje protajvaniye gruntov v oblasti rasprostraneniya vechnoj merzloty. In.: Obsceje merzlotovedeniye. Akad. Nauk SSSR., 53-90.
- VENDL A. - TAKÁTS T. - FÖLDVÁRI A. 1936. Újabb adatok a Börzsönyi-hegység löszének ismeretéhez. *Matematikai és Természettudományi Értesítő.* 54. 177-206.
- VOSKRESENSKIJ, S. S. - ZORIN, L. V. - SIMONOV, Ju. G. 1960. Zakonomernosti formirovanija sklonov v Vostochnoj Sibiri. *Vestnik MGU. Geografija.* 1. 49-56.
- WASHBURN, A. L. 1950. Patterned ground. *Rev. Can. de Geographie.* 4. 3-4. 5-59.
- WASHBURN, A. L. 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67. 823-866.
- WEICKMANN, L. 1933. Die Arktisfahrt des Luftschiffes "Graf Zeppelin" im Juli 1931. (Peters. Geogr. Mitt. Ergänzungsheft 216.)
- WEINBERGER, L. 1954. Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. In: Poser, H. (Hrsg.) Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. 2. Studien aus dem Alpen und dem Alpenvorland. Göttingen, 9-16. (Göttinger Geogr. Abhandl. 15.)
- WEISCHET, W. 1960. Zum Problem der Stabilität der Klimabedingungen in Westsibirien während der Glaziale und Interglaciale. *Eiszeitalter und Gegenwart.* 11. 77-87.
- WICHE, K. 1955. Fussflächen im Hohen Atlas. Wien, Österr. Akad. 389-416. (Sitzungsberichte Österr. Akad. Wiss. Mat. Phys. Klasse)
- WIELICZKO, A. A. 1958. Struktury peryglacjalne w dorzeczu srodkowej Desny i ich znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii. *Biul. Peryglacjalny.* 6. 93-109.
- WOLDSTEDT, P. 1954. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1. Stuttgart, Ferdinand Enke Verl. 374 p.
- WOLDSTEDT, P. 1958. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs 2. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. Stuttgart, Ferdinand Enke Verl. 438 p.
- WOLDSTEDT, P. 1960. Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. *Eiszeitalter und Gegenwart.* 11. 148-165.
- ZANIN, G. V. 1959. Nival'no-soliflukcionnye i suffozionno-prosadochnye formy rel'efa Altaiskikh ravnin. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geogr.* 4. 91-96.
- ZEBERA, K. 1955. Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1953. évről. 2. 530-539.
- ZÓLYOMI B. 1936. Tízezer év története virágporsemekben. *Természettud. Közl.* 68. 1061-1062. 504-516.
- ZÓLYOMI B. 1952. Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. (Székfoglaló előadás). Hozzászólásokkal. MTA Biológiai Osztályának Közleményei. 1. 4. 491-543.

## IRODALOM KIEGÉSZÍTÉS

A periglaciális geomorfológia és a talajfagy témaköréből válogatott néhány újabb keletű gyűjteményes kötet és kézikönyv

- CAILLEUX, A. (Hrsg.) 1972. Glazial- und Periglazialmorphologie. Glacial and periglacial morphology. Berlin, Stuttgart, Gebr. Borntrager. 193 p. (Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. 13.)
- GRAF, R. 1973. Vergleichende Betrachtung zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. In. HÖVERMAN, J. - KAISER, K. (Hrsg.) 1973. Geomorphologie des Quartärs. Quaternary Geomorphology. Berlin, Stuttgart, Gebr. Borntrager. 104-154. (Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. 16.)
- HÖVERMAN, J. - KAISER, K. (Hrsg.) 1973. Geomorphologie des Quartärs. Quaternary Geomorphology. Berlin, Stuttgart, Gebr. Borntrager. 202 p. (Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. 16.)
- HÖVERMANN, J. - OBERBECK, G. (Hrsg.) 1972. Hans-Poser-Festschrift. Göttingen, Verlag Erich Goltze KG. 571 p. (Göttinger Geographische Abhandlungen 60.)
- KOSTER, E. A. - FRENCH, H. M. (Eds.) 1988. Periglacial processes and landforms. Berlin, Stuttgart, Gebr. Bornträger. (Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. 71.)
- LOUIS, H. 1968. Allgemeine Geomorphologie. Berlin, Walter de Gruyter & Co. 522 p. (Lehrbuch der allgemeinen Geographie 1.)
- PÉCSI, M. - RICHTER, G. 1996. Löss. Herkunft-Gliederung, Landschaften. Berlin, Stuttgart, Gebr. Borntrager. 391 p. (Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. 98.)
- PÉWÉ, T. L. - BROWN, J. (Eds.) 1983. Permafrost, Fourth International Conference, Proceedings. Washington D. C., National Academy Press. 1523 p.
- PÉWÉ, T. L. - BROWN, J. (Eds.) 1984. Permafrost, Fourth International Conference, Final Proceedings. Washington D. C., National Academy Press. 413 p.
- POPOV, A. I. 1969. Problems of Cryolithology. Vol. 1. Moscow, Moscow Univ. Press 176 p.
- POPOV, A. I. 1973. Problems of Cryolithology. Vol. 3. Moscow, Moscow Univ. Press 146 p.
- POPOV, A. I. - ROSENBAUM, G. E. - TJUMELJ, N. V. 1985. Kriolitologija. Moskva, Izd. Moszkovszkogo Univ. 239 p.
- WASHBURN, A. L. 1969. Weathering frost action, and patterned ground in the Allesters Vig District, Northeast Greenland. Kobenhavn, C. A. Reitzels Forlag, 304 p.



## ÁBRA JEGYZÉK

1. ábra. Holocén ártéri üledékekkel takart fagyék típusa a Csallóköz (Kisalföld) északi peremén. Szenc, Szlovákia . . . . .	20
2. ábra. Ártéri öntésiszappal fedett enyhe krioturbáció a kisalföldi fiatal hordalékkúpon. Barátföld major utána Bécsi-út menti kavicsgödör. . . . .	21
3. ábra. Holocén ártéri üledékekkel fedett pleisztocénvégi hordalékkúp felszín a Kisalföldön. Mosonszentmiklós, homokgödör. . . . .	21
4. ábra. Dunai ártéri üledékekkel takart pleisztocén periglaciális fagyási formák Budapest déli részén. Fehérvári úti építkezés. . . . .	22
5. ábra. A Morva első ármentes teraszán található krioturbáció típusa (zsákos v. zsebtalaj – Brödelböden). Male Lezare (Csehország). . . . .	23
6. ábra. A Duna második ármentes terasz felszínén (II/b) található periglaciális fagyási formák maradványai. (Váci kavicsbánya a FORTE gyárnál). . . . .	24
7. ábra. Agyagos homokzsák talaj terasz kavicsban. Morva-mező (Csehország) Malacky kavicsbánya. A Morva második ármentes teraszán . . . . .	25
8. ábra. Pleisztocén periglaciális jelenségek generációi a Mátra és Bükk előterében. Kerecsendi feltárás. . . . .	26
9. ábra. Tál- és U keresztmetszetű feltöltött dellék (derázis völgyek). Pásztó cigánytelepi feltárás a Zagyva II/b. teraszán. . . . .	26
10. ábra. Teraszfedte lejtőlösz (Nagymaros). . . . .	27
11. ábra. Több periglaciális korú fagyhatást szenvedett krioturbációs formaegyüttes. Vépi kavicsgödör. Győr–Sopron megye. . . . .	28
12. ábra. Jól osztályozott kavicsgyűrű–kövestundra (Mosonszentjános határában) a kisalföldi fiatalabb pleisztocén dunai hordalékkúpon. . . . .	29
13. ábra. Kavicspoligon típusa a kisalföldi fiatalabb hordalékkúpon (a köves tundra formamaradványának egyik teljesen szabályos változata). Mosonszentjános (Somorjai út melletti kavicsgödör). . . . .	30
14. ábra. Óriási üstalakú talajfagyforma a hegyeshalmi kavicsbányában. . . . .	30
15. ábra. A periglaciális krioturbáció involúciós formái. Hegyeshalom, kavicsbánya. . . . .	31
16. ábra. Krioturbációs generációk a kisalföldi Duna hordalékkúp felszínén. . . . .	31
17. ábra. Hidrolakkolit formamaradvány emléke? Hegyeshalom, kavicsbánya. . . . .	32
18. ábra. Jól osztályozott gyűrűs kavicspoligonok generációi. Pestlőrinci temető melletti kavicsbánya. . . . .	33
19. ábra. „Gyűrűs kavics” poligon szerkezetek a Pestlőrinci temető melletti kavicsbányában. . . . .	34
20. ábra. Periglaciális talajfagy generációk formamaradványai. Budapest déli részén, a Duna legidősebb hordalékkúp teraszán (Pestlőrinc Sas-hegy, kavicsbánya). . . . .	36
21. ábra. Homokkal kitöltött óriási földékek formamaradványa a Rába pliocén–pleisztocéneleji hordalékkúpján. (Vasvári kavicsbánya). . . . .	38

22. ábra. „Hordóalakú óriás poligon” (Ostffyasszonyfa-kavicsbánya) a Rába kemenesháti hordalékkúpján.	39
23. ábra. „Fedett krioturbáció” dunai hordalékkúpon, a Kisalföldön (Banai-hegy).	41
24. ábra. Több generációs periglaciális talajfagy jelenségek. Győr–Sashegy-pusztai kavicsgödör, a kisalföldi Duna idősebb hordalékkúp teraszán.	42
25a. ábra. „Vályogos homokzsáktalaj” típusa lejtőn. Pilisvörösvári árok.	43
25b. ábra. Delle lejtőjén vályogos homokzsáktalajok. Pilisvörösvári műút menti delle.	43
26. ábra. „Kovárványos homokzsáktalaj”. Somogyi-dombság, Sávoly község határa.	44
27. ábra. A „kovárványos homokzsáktalaj” síkfelszínen. Somogyi-dombság, Marcalitól keletre.	45
28. ábra. Futóhomokbucka metszetében karbonáttal kitöltött földékek, fagyékek Bátmonostortól északra (Bács-megye).	46
29. ábra. Fagyhatásra keletkezett intruziók dudorok öntésiszapban. Békéscsabai téglagyár, I. sz. telep, (1960).	47
30. ábra. Ártéri lözössiszap, feltehetően fagydeformált, Hódmezővásárhelyi Téglagyár Vállalat II. sz. telepe.	47
31. ábra. A poligonális köves talajok deformálódása a lejtőszög növekedésével (Büdel, J. [1960] szerint).	49
32. ábra. „Csepptalaj”, feltehetően krioturbációs jelenség. Atkár, a Mátra-hegység déli előtere.	49
33. ábra. Köves poligon mészkő dolinában. (Rakaca cigánytelepi karbon mészkőfeltárás.)	52
34. ábra. Mészmárgában képződött fagyék. Gánt, egykori bauxitfejtő.	52
35. ábra. Homokkal kitöltött földpoligon. Dad, kavicsgödör.	55
36. ábra. Több generációs periglaciális fagyjelenségek. A Budapest környéki legidősebb hordalékkúp terasz. Cinkota, kavicsbánya (1958).	56
37. ábra. Poligonális hálózatos földékek. Szendrő-mészegető feltárása.	57
38. ábra. Periglaciális talajfagyjelenségek a Morva folyó III. sz. teraszanyagában (J. Matula nyomán).	61
39. ábra. Enyhe lejtőjű dombhátak szoliflukciós üledékének vázlatos szelvénye.	66
40. ábra. Szádeczky-Kardoss E. (1930) B típusú krioturbációs formaegyüttese. Lovászpatonai kavicsgödör hordalékkúp felszínen (Veszprém megye).	67
41. ábra. Lejtőüledékekkel eltemetett delle generációk. Zalalövői II. sz. téglagyár homlokzati (A–C) falának vázlatos szelvénye.	73
42. ábra. Feltöltött deráziós völgy. Nagykanizsai I. sz. téglagyár fejtőjének egy részlete (1960).	85
43. ábra. Krioturbált és szoliflukciós barna lösz. Grosspetersdorf, téglagyár (Burgenland, Ausztria).	86
44. ábra. Lejtőlösz, szoliflukciós–deráziós vályog, Pétervására, vályogvető.	87
45. ábra. Eltemetett talajokkal tagolt lejtőlösz. Szulimáni téglavető fejtőjének homokfala, részlet (Baranya megye).	88
46. ábra. Eltemetett deráziós völgyek térbeli helyzete. Gyönki téglagyár Tolna megyében.	89



47. ábra. Lejtőlősz, vagy deráziós lösz hajdani deráziós völgyek – dellék – töltelékében. Tolnanémedi-téglagyár fejtőjének részlete. . . . .	90
48. ábra. Lejtőlősz térbeli helyzete és a lerakódás iránya. Lovasberényi Kazal-hegy és környezete (Fejér megye). Finoman rétegzett lejtőlősz litosztratigráfiai helyzete. . . . .	91
49. ábra. Hegységi lejtőlősz mállott gránitfelszínen. A Vidrica-patak völgyére nyíló deráziós völgy vázlatos keresztmetszete (Bratislavától É-ra). . . . .	92
50. ábra. Domsági homokos lejtőlősz, Tápiószőlőtől délre vezető löszmélyút szelvénye. . . . .	93
51. ábra. Dolomit, homokkőtörmelékes lejtőlősz. Balatonberényi magaspart vázlatos szelvénye (Marosi S. szerint). . . . .	94
52. ábra. Gránit–murva törmelékes lejtőlősz, löszös homok (Velencei-tó D-i partja). . . . .	95
53. ábra. Teraszra települt lejtőlősz. Nagybátony, Zagyva II/b. sz. terasz. . . . .	95
54. ábra. Folyóvízi kavicsra települt, két fosszilis talajzónával tagolt lejtőlősz. Nagykanizsai téglagyár fejtőjének egy részlete, deráziós völgykitöltés. . . . .	96
55a. ábra. Ságvári löszmélyút (Somogy megye). A lejtéssel párhuzamos rétegzettségű laza homokos lösz és löszös homok frakciójú üledék, deráziós–szoliflukciós áttepítésben. . . . .	97
55b. ábra. Csanak, Nagybarát–fehérkeresztúti „löszmélyút” vázlatos szelvénye. . . . .	98
56. ábra. Lejtőlősz felsőpannóniai homokon. Pécsvárad, nagy homokbánya feltárása (lásd még 69. kép). . . . .	98
57. ábra. Lejtő delle, deráziós völgy lejtőviszonyai eocén márgán, Budaörs közelében (felmérés és rajz BAJCSY L. nyomán). . . . .	100
58. ábra. Függő deráziós ikervölgy lejtőviszonyai mészköves dolomiton. Szár közelében, a Tata–Bicskei árok oldalában (felmérés és rajz BAJCSY L. nyomán). . . . .	101
59. ábra. Függő deráziós völgy lejtőviszonyai mészköves dolomiton, Szár környékén (BAJCSY L. felmérése). . . . .	102
60. ábra. Enyhe lejtőjű hosszanti deráziós völgy, Hévízgyörk környékén . . . . .	103
61. ábra. Tágas lapos deráziós völgy az Általér balpartján (BAJCSY L. nyomán). . . . .	104
62. ábra. Deráziós völgy gránitban. Nadap, kőfejtő. . . . .	105
63. ábra. Lejtőüledékek deráziós völgyben. Deráziós völgyoldal keresztmetszete (Sirok, útbevágás). . . . .	106
64. ábra. Lejtőlőszszel kitöltött deráziós völgy. Nagybátony, újváros. . . . .	109
65. ábra. Öt fosszilis talajjal és eltemetett dellével tagolt löszkötég a Duna II/b. teraszán (Basaharc, elhagyott téglavető). . . . .	109
66. ábra. Kavicssal kitöltődött deráziós völgy. Sárvári-kavicsbánya feltárása alapján rekonstruált egykori nagy deráziós völgy a Kemeneshát kavicsstakaróján. . . . .	110
67a. ábra. Deráziós lejtőüledékek sémája dombvidéken. Ságvár–Nyim közötti útbevágás szelvénye. . . . .	111
67b. ábra. Deráziós lejtőlőszök és laza üledékek helyzete és kapcsolata a folyóvízi teraszokkal. . . . .	112
68. ábra. Az Általér balparti teraszai és a teraszra települő deráziós üledékek helyzete. . . . .	113

69. ábra. Eróziós–deráziós eredetű völgy deráziós teraszokkal. Kocs községbe vezető műút mentén fektetett keresztoszervény. . . . .	113
70. ábra. Lejtőlösszel eltemetett dellék. A Paksi téglagyár löszfeltárása 1961-ben. 114	
71. ábra. Lejtőüledékek a deráziós völgyben és deráziós völgyközi hátton. Solymári-téglagyár fejtőjének vázlatos szervénye (1961). . . . .	116
72. ábra. Fosszilis talajjal kitöltött deráziós völgy, mely most domborzati inverziót képvisel. Eger–Noszvaj úti téglagyár (lásd még 80. kép). . . . .	117
73. ábra. Több ütemű szoliflukcióval kitöltött deráziós völgy. Szombathelyi-téglagyár. . . . .	118
74. ábra. A lejtős üledékképződés szakaszai két fosszilis talajzóna között az utolsó glaciálison belül. Általánosított szervény. . . . .	122
75. ábra. Deráziós és krioplanációs morfológiai szintek laza anyagú dombságok lejtőin. . . . .	129
76. ábra. Deráziós szintek és völgyszimmetria. . . . .	129
77. ábra. Krioplanációs–deráziós teraszok a Hahóti-Hegyháton (Zala megye). Keresztoszervény a baki Válicka és a Principális csatorna völgyei között. . . . .	130
78. ábra. A Lendvai-dombság deráziós szintjei (Dél-Dunántúl). . . . .	130
79. ábra. Hegylábfelszínének helyzete és a deráziós szintek kapcsolata a Budai-hegység nyugati peremén. . . . .	131
80. ábra. Hegylábfelszínének helyzete és kapcsolatuk az eróziós–deráziós szintekkel a Budai-hegység déli részén. . . . .	131
81. ábra. A Mátra déli részének hegylábfelszínei. . . . .	133
82. ábra. A Bükk-hegység déli előterének hegylábfelszínei. . . . .	133
83. ábra. Pleisztocéneleji hegylábfelszín általánosított szervénye. Keleti-Cserhát, Vanyarc-patak mente. . . . .	134
84. ábra. A Mecsek-hegység tetőszintje és hegylábfelszíneinek vázlata. . . . .	135
85. ábra. Krioplanációs teraszok (goloc teraszok) a Börzsöny-hegység D-i kitettségű (N→S) lejtős felszínén, a Kisinóci és a Nagyhideghegyi menedékház közötti gerinc mentén. . . . .	137
86a. ábra. A krioplanáció „periglaciális denudáció” (kongelifrakció, szoliflukció, defláció, laterális folyóvízi lehordás) sematikus ábrázolása Sekyra (1960) szerint. . . . .	138
86b. ábra. A periglaciális domborzat alakulása Tricart (1950) szerint. A felszíni elegyengetés – equiplanatio – a Párizsi-medence K-i részén. . . . .	138
87. ábra. Különböző szemnagyságú laza üledékes kőzetek fagyveszélyessége Beskow szerint. . . . .	148
88. ábra. A fagyott talajban különböző szemnagyságú laza üledékes kőzetek vízfeltevő képessége. . . . .	148
89. ábra. Jégrétegek alakulása a talajban Beskow (1947) szerint. . . . .	150
90. ábra. Belső jégkiválások a talajban Taber szerint. Átvette Cailleux. . . . .	150
91. ábra. Állandóan fagyott alluviális üledékek kriogén szövete (E. M. Kataszánov). . . . .	151
92. ábra. Pergelisol – az állandóan fagyott talaj – egyes övei tagolásának sematikus vázlata K. Bryan (1946) terminológiája szerint. . . . .	152



93. ábra. Egyes kőzetdarabok felfagyásának vázlata A. Hamberg szerint. . . . .	153
94. ábra. A fagyemelés mértéke 0,5–0,002 mm Ø szemnagyság esetén, –10° (a) és –15° (b) hőmérsékleten. Dücker szerint. . . . .	153
95. ábra. A fagy hatására bekövetkező egyenlőtlen felemelkedés mechanizmusa Tricart (1950) szerint. . .	154
96. ábra. Típusos jelenkori krioturbáció a Délkelet-Spitzbergákon 78° 16' É. sz. 21° 10' K. h. (Büdel után 1960). . . . .	155
97. ábra. Rendezett lejtőtörmelék. A mészkő törmelékletjtő a Rhône jelenlegi völgyfenekének feltöltése alá száll le. Tricart (1950) szerint. . . . .	155
98. ábra. A krioturbációs szövetek sematikus típusai J. Sekyra (1960) szerint. . . . .	156
99. ábra. Jégglakkolit képződés termokarsztos mélyedésben (Jakutia, Közép-Szibéria). . . . .	157
100. ábra. Polygonális talajok szelvényeinek izotermái a Spitzbergákon. Romanovsky nyomán (1939). . .	163
101. ábra. Normális polygon kialakulása. . . . .	164
102. ábra. A közép-európai pleisztocén polygon üstjének sematikus vázlata (Büdel 1960). . . . .	164
103. ábra. A fagybehatolás a különböző talajokba azonos körülmények esetén (Kreutz szerint, Schenk [1955] idézete után). . . . .	167
104. ábra. Azonos időegység alatt a fagybehatolás sebessége 0,5–0,002 mm szemnagyságú üledékekbe –10° (a) és –15°C (b) hőmérsékleten. Dücker szerint (1939). . . . .	167
105. ábra. A polygon szerkezetek alakulásának sémája egy év folyamán SCHENK szerint (1955). . . . .	168
106. ábra. Jégrostok (Kammeis). . . . .	169
107. ábra. A jégrostok vegetációs takaró nélküli depresszióban. Kopi-nyereg (1832 m tszf.) Magas-Tátra, J. Sekyra 1960. . . . .	169
108. ábra. Nagyobb kőtömb felfagyása és sarkos kavics képződése (J. Sekyra 1960). . . . .	170
109. ábra. Deráziós cirkusz Aszód környéki lejtőlöszben. . . . .	172
110. ábra. Hosszanti deráziós völgy vályogos löszben Aszód környékén. . . . .	173
111. ábra. Lejtő delle Hévízgyörk vasúti megálló környékén (felmérte BAJCSY L.) . . . . .	174
112. ábra. Deráziós völgyekkel tagolt és átformált dolomit lejtőoldal (a felmérést végezte BAJCSY L.) . .	175
113. ábra. Magyarország jellemző löszfeltárásai (PÉCSI M. felmérése). . . . .	182
114a. ábra. Deráziós völgyekkel átformált hegyláb felszín a Veszprémi-fennsík példáján. . . . .	266
114b. ábra. A lejtőt formáló sávosan barázdált kőhantok. . . . .	267
115. ábra. Eróziós és deráziós völgyekkel formált dombvidék a Dunántúli-középhegység északi előterében . . . . .	268

## KÉPJEGYZÉK

1a.,b. kép. Periglaciális jégék formamaradványa. Vép, kavicsbánya (Győr-Sopron megye) (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	188
1c. kép. Jelenkori periglaciális jégékek löszben (Nyugat-Szibéria, Jane-Oblon vidék) (Fotó: S. V. TOMIRDIARO) . . . . .	189
2. kép. Rétegdeformáció és krioturbáció a Duna IIb. sz. terasz-kavicsában. Vác, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	190
3. kép. Kitöltődött kisebb U alakú delle (derázis völgy). Pásztó, cigánytelep (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	191
4. kép. Több generációs szoliflukció és krioturbáció üledékei és formamaradványai. A Laskó-patak (IIb., vagy III. sz.) hordalékkúp-terasz-a Kerecsendnél (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	191
5. kép. Homokos agyagmag körül kialakult kavicsgyűrű, kavicspoligon. Mosonszentjános határában a Duna fiatalabb kistalaj hordalékkúpján (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	192
6a.,b. kép. Üst alakú talajfagyforma-maradvány hordalékkúpon. Hegyeshalom, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	193
7. kép. Jégakkumuláció (hidro) hatására deformálódott dunai hordalékkúp-kavics. Hegyeshalom, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	194
8a.,b. kép. Fagygyomlás kavicspoligon. Pestlőrinci temető melletti volt kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	195
9. kép. Polygonális repedések mentén kialakult kőhálózat. Spitzbergák, Wood-Bay (Fotó: E. SCHENK) . . . . .	196
10a. kép. Osztályozott kőháló Coral Harbour-on Southampton-szigeten, Canada (Fotó: F. COOK 1955.) . . . . .	197
10b. kép. Osztályozott kőháló a Részeg-öböl-ben Cornwallis-szigeten (Fotó: F. COOK 1955.) . . . . .	197
11a.,b. kép. Fedett – szingenetikus – krioturbáció. Eltemetett fagyék. Pestlőrinc, Meteorológiai Obszervatórium melletti kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	198
12. kép. Eltemetett – szingenetikus – krioturbáció. Cinkota, kavicsbánya. Elővárosi Vasút mellett (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	199
13. kép. Fedett – szingenetikus – krioturbációra utaló orientált kavicsok. Pestlőrinc-Vecsés határ (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	200
14. kép. Felfagyási jelenség „agyagdudor” ferde metszete. Pestlőrinc, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	201
15. kép. Homokkal kitöltött óriás földékek ferde metszete. Vasvár, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	201
16. kép. Homokkal kitöltött polygonális földék (1) típusa (mélysége kb. 1,5 m). Vasvár, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	202
17. kép. Fagygyomással képződött hordó alakú óriás polygonok. Kemenesháti kavicstakaró. Ostffyasszonyfa, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	203
18. kép. Feltehetőleg periglaciális jégkiválás hálózatának maradványai vöröses agyaghártyával bevonat kavicsban. Kemeneshát, Rába-kavics, Kemenesmihályfa (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	203



19. kép. Erősen deformálódott jégékek formamaradványai. Egyházásrádóc, Rábántúli-kavicstakaró (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	204
20. kép. Vasoxiddal összecementált kavicsék típus. Tapolcai-medence, Billege, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	204
21. kép. Fedett enyhén deformált mangános kavics rétegek, többnyire szintén „álperiglaciális” jelenségek lehetnek. Balatonfelvidék, Szentbékállya, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	205
22a.,b. kép. Kürtöszzerű homokos finom mag (1) körül erősen zavart kavics burok (2). Tapolcai-medence, Billege, kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	206
23. kép. „Vályogos homokzsáktalaj” típusa lejtőkön. Pilisvörösvár (Fotó: PÉCSI M.–GÓCZÁN L.) . . . . .	207
24. kép. Vályogos homokzsáktalaj lejtőn. Tatabánya, homokgödör, a Bodis-hegy oldalában, közvetlen a Budapesti műút mellett (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	208
25. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” sík felszínén. Somogyi-dombság, Kaposvártól K-re (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	208
26. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” ferde síkú metszete. Somogyszentiván, útbevágás (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	209
27. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” futóhomokon. Somogy megye, Sávoly határában. A Budapest-Nagykanizsa, műút mellett (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	210
28. kép. „Kovárványos homokzsáktalaj” Marcalitól K-re, Somogy megye (Fotó: MAROSI S.) . . . . .	210
29. kép. Feltételezett periglaciális fagyjelenségek. Hódmezővásárhely, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	211
30. kép. Feltételezett kriolakkolit formamaradvány. Hódmezővásárhely, II. sz. téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	212
31. kép. A „csepttalaj” és a „virágfüzéses talaj” közötti átmenet típusok. Pestlőrinc, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	212
32. kép. Pannóniai agyag és homokos agyagrétegek fagyhatásra létrejött deformációja. Tatatóváros, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	213
33. kép. Fagydeformált és krioturbált pannóniai agyag. Borsosgyőr, Pápa közelében (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	214
34. kép. Hullámosan fagydeformált pannóniai agyagrétegek (2). Csepreg, téglagyár, Vas megye (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	214
35. kép. Fagydeformált pannóniai agyagrétegek (D). Pestlőrinc, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	215
36. kép. Fagydeformált pannóniai agyagrétegek enyhe lejtőn. Galgahévíz (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	216
37. kép. Sávós barázdahantós periglaciális fagyott talaj (Streifenboden). Kerecsendi feltárás (Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.) . . . . .	216
38a.,b. kép. Sávós barázdahantós vörös agyagtalaj (Streifenboden). Tolnai Hegyhát, Belecska község előtti útbevágás (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	217
39. kép. „Fésűs talaj”. Kerecsendi műút menti feltárás (Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.) . . . . .	218
40. kép. Mésszel kitöltött „fagyrepedések”. Kerecsendi téglagyár feltárása (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	219
41. kép. Kriotektonikus rétegdeformáció. Gánt, bauxit fejtő (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	220

42a.,b. kép. Kriotektonikus rétegdeformáció típusa kavics hordalékkúpon. Lovászpata, kavicsgödör (Győr-Sopron megye) (Fotó: GÖCSEI I.) . . . . .	221
43. kép. Kriotektonikus rétegdeformációk a hegyeshalmi kavicsbányában (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	222
44. kép. Agyagos, homokos kavicsgírlandok. Győr-Újfalu, Fehérvári út menti kavicsbánya (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	222
45. kép. Periglaciális blokkfácias a lejtőn, Zempléni-hegység (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	223
46. kép. Periglaciális mészköves és agyaggalás lejtőtörmelék a Bükkben (Fotó: PINCZÉS Z.) . . . . .	224
47. kép. Szoliflukciós anyagszállítás és felhalmozódás üledéke enyhültebb lejtőn. Lábatlannál a Duna V. sz. terasza felszínén (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	224
48. kép. Szoliflukciós lejtőletarolás formamaradványai. Kerecsend, Laskó-patak menti feltárás (Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.) . . . . .	225
49. kép. Szoliflukciós anyagszállítás és felhalmozódás formamaradványai enyhe lejtőn. Kerecsend, téglagyár fejtője (1960 tavaszán) (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	226
50a. kép. Több szakaszú szoliflukciós lejtőüledék felhalmozás. Eger, Noszvaji úti téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	227
50b. kép. Közöttörmelék szoliflukciós agyagvályog lejtőüledék a zágrábi Medvegynica magasabb hegylábi lejtőjén (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	227
51. kép. Szoliflukciós úton áttelepített agyagos kavics fosszilis barna erdőtalaj „B” szintjével és karbonátos lepényekkel elkeveredve. Kemeneshát (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	228
52. kép. Hordalékkúp teraszról a lejtő oldalára telepített kavics homokkal, agyag- és fosszilis talajlepényekkel rétegezve. Egyházásrádóc, kavicsgödör (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	228
53. kép. Szoliflukcióval áttelepített pannóniai agyag és fosszilis vályogtalaj a lejtő aljában. Rakaca-völgy (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	229
54a.,b. kép. Mikrorétegzettségű homokos vályog és lejtőlösz. Zalalövő, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . .	230
55a.,b. kép. Szoliflukcióval és derázios lemosással felhalmozódott agyag és vályog derázios völgyben (55a. kép) és a lejtőn (55b. kép). Eger, Noszvaji úti téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	231-232
56a.,b. kép. Lejtőle mosással (derázios leöblítés) felhalmozott finoman rétegzett üledék enyhe 1,5–3 <sup>0</sup> -os lejtőn. Somogyi-dombság (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	233
57. kép. Több fázisban kitöltött tágas derázios völgy. Sirok, a Tarna III. sz. teraszán (Fotó: PÉCSI M.) . .	234
58. kép. Kavicsos törmelékerekkel és szoliflukciós agyaglepényekkel tagolt „lejtőlösz”. Pilisvörösvári-árok, Pilisborosjenő, téglagyár (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	234
59a.,b. kép. Igen erősen homokkal rétegzett „lejtőlösz” típusa. Balatonaliga M7 útbevágás (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	235
60. kép. Egymásba mélyülő feltöltött derázios völgyek lejtőlöszben, nagyobb derázios völgy oldalán. Gyöng, községi téglagyár, a Tolnai-Hegyhátban (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	236
61. kép. Lejtőlöszben eltemetett tágas derázios völgy. Tolnanémedi téglagyár, a Hegyhát Ny-i peremén (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	236



62. kép. Deráziós völgyi lösz domborzati inverziós helyzetben. Tolnanémedi téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)	237
63. kép. Homokos völgyi lösz. Környe, Komárom megye (Fotó: PÉCSI M.)	237
64a.,b. kép. Finoman rétegzett homokos lejtőlösz*. Pannonhalmi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)	238
65a.,b. kép. Enyhén krioturbált rétegzett lejtőlösz. Zalalövő, téglagyár feltárásában (Fotó: PÉCSI M.)	239
66. kép. Finoman rétegzett homokos „lejtőlösz” (deráziós lösz). Pannonhalmi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)	240
67. kép. Durván rétegzett homokos „völgyi lösz”. Kisterenye (Fotó: PÉCSI M.)	240
68. kép. Lejtősen rétegzett homok, deráziós völgy oldalában. Tarnalelesz (Fotó: PÉCSI M.)	241
69. kép. Deráziós úton áttelepített, a lejtő irányában rétegzett pannóniai homok. Pécsvárad, homokbánya (Fotó: PÉCSI M.)	241
70. kép. Leveles szerkezetű, finom rétegződésű homok és homokos agyag. Nagybatony, új lakótelep (Fotó: PÉCSI M.)	242
71. kép. Szoliflukúciósan felhalmozott lejtőüledék típus. Pásztó, Apponyi-kastélyhoz közeli feltárás (Fotó: PÉCSI M.)	242
72. kép. Derázióval áttelepített pannóniai homok a bicskei homokbánya felső szintjében, deráziós völgykitöltésben (d) (Fotó: PÉCSI M.)	243
73. kép. Talajszedimenttel kitöltődött lapos deráziós völgy típusa. Pásztótól É-ra (Fotó: PÉCSI M.)	244
74. kép. Löszös homokkal kitöltött deráziós völgy Nagybatonynál, a Kis-Zagyva IIb. sz. teraszán (Fotó: PÉCSI M.)	244
75. kép. Deráziós völgy hordalékkúpjának keresztmetszete. Sárvár, Rába völgyoldala (Fotó: PÉCSI M.)	245
76. kép. Deráziós völgyekkel kiformált domborzat inverziós lejtő. A Tolnai-Hegyhat Ny-i pereme Keszőhidegkútnál, előtérben a Kapos-völgye (Fotó: PÉCSI M.)	246
77. kép. Eltemetett deráziós völgyek a Paksi löszfeltárás szelvényében (Fotó: PÉCSI M.)	246
78. kép. Finoman rétegzett lösszel kitöltött tágas deráziós völgyek. Pannonhalmi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)	247
79a.,b.,c. kép. Deráziós völgyben felhalmozott homokos lösz rétegződése. Solymár, Rozália- téglagyár fejtőjének felső 15–20 m-es deráziós eredetű rétegsora (Fotó: PÉCSI M.)	248
80a.,b. kép. A hajdani deráziós völgy, jelenleg dombtető. Eger, Noszvaji úti téglagyár (Fotó: PÉCSI M.)	249
81a.,b. kép. Több fázis során és többféle folyamat hatására kialakult és feltöltődött deráziós völgy. Szombathely, téglagyár fejtőjének részlete (Fotó: PÉCSI M.)	250
82. kép. Grániton kialakult és később kitöltődött deráziós völgy (D). Velencei-hegység, Nadap (Fotó: PÉCSI M.)	251
83. kép. Eltemetett deráziós völgyek É-i kitettségű enyhe lejtő. Külső-Somogyi-dombság (Fotó: PÉCSI M.)	251
84. kép. Eróziós vízmosásokkal pusztuló lejtő a Cserhátban, Penc község határában (Fotó: PÉCSINÉ DONÁTH É.)	252

85. kép. Eróziós vízmosásokkal pusztuló deráziós terasz Kömlőd határában (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	252
86. kép. Csuszamlásos lejtőformálódás. Handlova, Szlovákia (Fotó: I. VASKOVSKY) . . . . .	253
87a.,b. kép. Lössös földékek. Váci Cementműveknél levő löszfeltárás (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	254
88. kép. Deráziós páholyok (Dp) sorozata, közöttük deráziós hegyorrok (Dh) Kocs község határában (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	255
89. kép. Periglaciális jégékhálózat formamaradványai, réti csernozjom talajjal kitöltődve. Orosháza, téglagyár feltárása (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	255
90. kép. Kriokarszt depresszió (alasz = állás) és hidrolakkolit (bulgunjak) tajga erdőfedte övezetben löszfelszínen (Középső-Jakutia) (Fotó: PÉCSI M.) . . . . .	256
91. kép. Pogácsatalaj (Bülten) a Spitzbergákon (SCHENK 1955) . . . . .	256
92. kép. Lappföldi palsa (jégakkolit tőzeggel fedve). Észak-Svédország . . . . .	257



## TÁRGYMUTATÓ

- abrázió (tenger eróziója) 15  
 agyagbemosódásos barna erdőtalaj 51  
 alkalmazott geomorfológia 11  
 állandóan fagyott talaj 160  
 alluvialis üledékek kriogén szövete 151  
 általános krioturbációs szerkezetek 64-65  
 általános lepusztulás geofolyamatai 14  
 alti-, krioplanációs góloc terasz 137  
 amorf-szoliflukció 80, 83, 226  
 árok formájú homokos fagyékek 39
- barázdahantos talaj 49, 50, 63, 217-218  
 bulgunyak 157, 257
- corrosion, notion of 262  
 csepttalaj, krioturbáció 49  
 csernozjomos szemipodolittal feltöltődött derázis völgy 190-191  
 cryoplanational terraces caused intensive equiplanation 264
- deformált fagyékek 22, 51  
 delta rétegződésű gyöngykavics 42  
 denudation, notion of 262  
 depérgeláció: olvadás 142  
 derasional valley 266  
 derázis 14  
 derázis domborzat inverzió 90, 237  
 derázis lejtőüledékek sémája dombvidékeken 111, 236  
 derázis leöblítés 85  
 derázis lösz feltöltött dellékben 90, 235, 236-237, 246-247  
 derázis szoliflukció 15, 85, 86  
 derázis teraszok és szintek 128-130  
 derázis völgy 15, 41  
 derázis völgyaszimmetria 173  
 derázis völgyek lejtőformáló szerepe 99-106, 110  
 derázis völgyek üledékei, fosszilis talajai 108-110, 246-247
- derázis völgyképződés és domborzati inverzió 112, 116, 117, 249, 251  
 derázis völgyközi hátak 111, 246  
 derázis völgytípusok 170-175  
 derázis-krioplanációs geomorfológiai szintek képződése 134  
 diszkosz alakú kavics 41  
 dolomit törmelékes lejtőlösz 96
- eboulis ordonnées 78  
 egyenlőtlen fagybehatolás 48  
 egyenlőtlen fagyreselődés 126  
 egyenlőtlen hófelhamozódás a lejtőn krioplanációs lejtőket, teraszokat eredményezhet 123-124  
 elfedett fagyék 20  
 elfedett szingenetikus krioturbáció 32  
 enyhe krioturbáció 21  
 epigenetikus fagyékek 55  
 equiplanáció 42  
 equiplanáció: a periglaciális domborzat térszíni egyengetése 138  
 eróziós-derázis dombság 132
- fagybehatolás sebessége 168  
 fagy behatolása a talajba 149, 150  
 fagyék mészmárgában 52  
 fagyék, jégék javaglaciális képződmény 71  
 fagyemelélmélet 63, 167, 170  
 fagyemelélmértéke 153-154  
 fagynyomás elmélet 63, 166-167  
 fagyrepedések 51  
 fagyveszélyes kőzet 42  
 fagyveszélyesség fokozatai 147  
 fedett krioturbáció 41  
 felfagyásformák agyagfelszíneken 46  
 feltételezett kriolakkolit formamaradvány 47-48, 212  
 feltöltött dellék (derázis völgyek) 26  
 fésűs talaj 26, 51, 218 -219  
 foltos tundra maradványforma 43, 207-211

fosszilis agyagbemosódásos barna erdőtalaj 118  
 fosszilis termokarszt nyomok hazánkban 159  
 földékek 51  
 földékek formamaradványa 38, 201-202

gelifrakció 76  
 gelipluviation 261  
 geliszoliflukció 13, 145  
 geokriológia ill. kriolitológia 12, 141  
 gesztenyebarna talajmaradványok 114  
 girland, füzéses talaj 49, 50  
 gömbhéjasan rétegzett homok 43  
 grèzes litées 78  
 gyors fagyás 154  
 gyűrűs kavicspoligonok generációi 33

hegylábfelszín-pediment, Fussfläche, glacis fogal-  
 ma 136  
 hegylábfelszínnek és kapcsolatuk derázis szintekkel  
 131  
 hegységi, dombsági lejtőlöszök 93-98, 234  
 hidrolakkolit formamaradvány emléke 32  
 hidrolakkolit név szinonimák 161  
 homokkal kitöltött földpoligon 55  
 homokkal kitöltött poligon, orientált kavics burok-  
 ban 42  
 homokos lösz 97, 110, 111  
 hordó formájú kavicspoligon 39, 40, 202-203  
 húzódo lejtőtörmelék 79

intruzió agyagdudorok 47

jég- ill. talajképződés 58  
 jégék formamaradványa (pszeuromorfózisa) 20  
 jégékképződés kontrakciós elmélete 54  
 jégkiválás a talajban 149-150  
 jégakkolit képződés 157  
 jégű szoliflukciós kavicszinór, stone pavement 52

Kammeis Solifluktion 145  
 karbonáttal kitöltött földékek 46  
 kavicsgyűrűs poligon 25

kavicsmező (Pflasterboden, stone pavement) 35  
 kifagyás (kriofrakció) 13  
 kifagyásos formák 76  
 kiszáradási repedések 51  
 klimatikus geomorfológia 11  
 kombinált szoliflukciós anyagszállítás 81, 217, 225,  
 226-228  
 kongeliszoliflukció 13, 145  
 korrázio 14  
 kovárványos homokzsáktalaj 44, 207-211  
 kovárványos barna erdőtalaj 44, 45, 210-211  
 kő-, kavicsmező 66, 170  
 kötenger: a fizikai aprózódás periglaciális fáciése 77  
 kötőrmelékkel kitöltött fagyékek 53  
 köves poligon mészkő dolinában 52  
 köves poligonok átmeneti alakjai 62, 196-197  
 köves tundra maradványa 29, 30  
 kriodeformációt szenvedett kavics és agyagrétegek  
 201  
 kriofrakció: fagyrepszítés, fagyreselés 144  
 krioplanáció 42, 146  
 krioplanációs és derázis szintek 129-130  
 kriotektonikus rétegdeformációk 25, 49, 67, 214-  
 216, 220  
 krioturbációs generációk 31  
 krioturbációs rétegzavarok 65  
 krioturbációs szövetek sematikus típusai 156  
 krioturbációs talajok képződésének klimatikus felté-  
 telei 121-122  
 krioturbált, szoliflukciós barna lösz 86

lágysz talaj név szinonimák 160  
 lamináris szoliflukció 80  
 lassú fagyás 154  
 legördülő közettörmelék üledék fajtái 78  
 lejtő delle 174  
 lejtőkitettségi különbség következménye a letaro-  
 lásra ill. az üledékképződésre 126-127  
 lejtőlösz 79, 87, 230-232,  
 lejtőlösz eltemetett talajokkal 88, 232, 234  
 lejtős geofolyamatok 14  
 lejtőüledékekkel eltemetett delle-derázis völgy gene-  
 rációk 73



lencsés és réteges jégkiválások 156

loess-like slope deposits 263

lössmikrofauna bagolyköpet telepben 88

lösszerű lejtőüledék 89, 235

Mátra déli részének hegyláb felszínei 133

meridionális völgyközi háta derázis teraszlépcsői  
130

mértani alakzatú szerkezeti talajok 163, 165

merzlotá 48

mésszel kitöltött fagyékek 44, 219

negyedkori tektonikus mozgások és a lejtőalakulás  
128

nem mértani alakzatú szerkezeti talajok 164

niveopluviation or pluvionivation 261

normális poligon kialakulása 164

osztályozott kőszánc 197

palsa 157, 257

pergeláció: fagyás 142

pergelisol (fagyott talaj) sematikus vázlata 152

periglaciális éghajlati típusok 142-143

periglaciális egyensúlyi lejtő 172

periglaciális fagyék deformálódása 59-60

periglaciális folyamatok lejtőkön 13

periglaciális folyamatok 12

periglaciális jégék formamaradvány 188-189

periglaciális jégékhálózat feltételezhető hatása a de-  
rázis völgyhálózat alakulásra 118, 251

periglaciális jelenségek generációi 26, 36,

periglacial pedimentation 265

pingo 157, 257

pliocén hegyláb felszín 135-136

podzolos talaj 44

poligon ana-, v. kataglaciális képződmény 71

poligon képződés fagynyomás, ill. konvekció révén  
166

poligon alakú üstök kialakulása 27

poligonális fagyékhálózat 25, 35, 196-197

poligonális köves talajok deformálódása 49

polygonal arrangement of larger boulders 264

pszeudo-periglaciális forma 57

regeláció (fagyás-olvadás) lehatolása a talajba 47

regolith 259

rendzina 52

rétegdeformációk a billegei kavicsokban 41, 206-  
207

rétegzett homokos lösz 91, 238-240

rétegzett ill. rétegzetlen löszök viszonya 92

rétegzett lejtőlösz 89, 234-235

rétegzett lejtős löszvályog 86, 230-234

sarkos kavics képződhet száraz szubtrópusi ill. szá-  
raz hideg glaciális geozónában 123

Schenk-féle poligon szerkezet alakulás sémája 168

slope wash on frozen ground 262

stratified slope deposits 263

strukturális talajok 12

syngenetic cryoturbation 263

szélkorrázió 14

szélkorráziós sarkos kavicsok 123

szemipedolit:talajhordalék különböző ásványi  
anyaggal elegyedve 190-191

szerkezeti talajok 19

szezonálisan fagyott talaj név szinonimák 160

szibériai pocok fauna maradványok (*Microtus gre-*  
*galis*) szoliflukciós lejtőlöszben 88, 185

szingenetikus fagyék, jégék 55

szolifluidális halmazállapot 42, 147-148

szoliflukció fogalma 13, 144-145

szoliflukció fogalmának kiterjesztése 145

szoliflukciós kavicsstakaró 41

Taber-Schenk dehidratációs jégékképződés elméle-  
te 55

talajszediment (szemipedolit) derázis völgyben 98-  
99, 241-243

talik 48

talus 78

termokarszt formamaradvány 46

termokarszt jelenség 149

típusos jelenkori krioturbáció 155

tortonai: (jelenleg 'bádeni' kifejezés a korrekt) kö-  
zépső miocén emelet 135  
több generációs periglaciális talajfagy-jelenségek  
42  
több ütemben feltöltődött deráziós völgy 117-118  
törmelékgaratok 78  
trópusi tönkösödés 134

üledékfelhalmozódás a lejtőn 119-120  
üst és hordóalakú poligonok 28, 30

vályogos homokzsáktalajok 43  
völgyaszimmetria 124

zsákos v. zsebtalaj 23





*Die Bücher aus dem Werk des Autors, die mehr als 50 Aufsätze in fremden Sprachen, die von internationalen Fachzeitschriften aufgenommen und bewertet sind, sind bekannt. Diese Bücher sind zwei von zwei Professoren der Meinung, dass sie einen Teil*

ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE,  
N. F. 14. 1970. 3. 361-365.

**Geomorphologische Arbeiten des  
Ungarischen Akademie der Wissenschaften  
von Hans SPREITZER, Wien**

...In dem reichhaltigen Kapitel über Derasion - der gemeinsamen Wirksamkeit von Gelsolifluktion, Kryoturbation, Pluvionivation, Kryofraktion und Massenabwanderung durch Schwerkraft unter periglazialen Bedingungen - werden vor allem schöne Belege der Hangformung mit Bildung hangparalleler Ablagerungen wie auch der Dellenbildung mit ihren Auswirkungen für die Landformung geboten. Für deren allgemeine Entwicklung ist aber neben dem periglazialen Klima der Kaltzeiten auch das tropische und subtropische vergangener Klimaperioden wirksam gewesen, verbunden mit tropischer Peneplanation, mit Bildung von Piedmonttreppen und mit Pedimentbildung. Durch periglaziale Vorgänge können in breiten Becken und in aus Lockermaterial bestehenden Hügelländern auch Derasionsterrassen gebildet werden sowie Kryoplanationsterrassen an den Hängen der Mittelgebirge aus festem Gestein unter dem Einfluß des Gefrierens des Bodens. Dabei sind die meisten der Derasionsterrassen und Kryoplanationsterrassen unabhängig von der Lage der Erosionsbasis und damit auch von Erhebungsphasen des Landes. Unter den Bedingungen des trocken-warmen Klimas des oberen Pliozäns wie auch des trocken-kalten Eiszeitklimas konnten Pedimente, Flußflächen, entstehen, die dann in den feuchteren Inter-glazialzeiten durch die Täler zerschnitten wurden, welche auch Terrassenbau aufweisen. Mit kritischer Beurteilung lassen sich aus dem morphologischen Formenschatz Krustenbewegungen des Untergrunds beweisen, die innerhalb des Quartärs vor allem im unteren Pleistozän-Prägung, im Mittelpleistozän (Spät-güng und M-R Inter-glazial) und im oberen Pleistozän stattfanden...

REVUE DE GÉOMORPHOLOGIE DYNAMIQUE,  
Paris. XV. 1965. 10-12. p. 180.

**PÉCSI (M.) 1964. Ten years of physico-geographic research  
in Hungary.  
Budapest, Akadémiai K. 132 p. 97 fig.**

Analyse:

Le volume est divisé en 13 chapitres, certains très courts. La plupart portent sur les problèmes généraux et les aspects méthodologiques (Creusement et accumulation des cours d'eau; processus et formes de déflation; chronologie du Quaternaire; actions périglaciaires de versants; dénudation en général; formes structurales et déformations récentes; hydrographie; phytogéographie; méthodes de recherche; cartographie géomorphologique; recherches sur la morphogénèse.) Un gros chapitre donne une vue des connaissances sur le modelé des diverses régions hongroises. Enfin, un très rapide programme de recherches est tracé pour le futur. Une bibliographie de 9 pages clôt le volume.

Critique:

Le plan, ou, plutôt la succession des chapitres, est étrange. Ils se succèdent sans aucune logique, au point qu'on croirait être en présence de l'un de ces volumes américains juxtaposant des articles dus à douzaine d'auteurs... Le contenu des divers chapitres est, également, par trop inégal.

Mais ces critiques de présentation étant faites, soyons justes et soulignons l'intérêt de cet ouvrage. Il donne, commodément, un bon aperçu du brillant développement de la géomorphologie hongroise, qui, déjà avant la dernière guerre, avec B. Bulla notamment, avait réalisé d'excellents travaux. Malheureusement, ceux-ci sont peu accessibles car publiés en hongrois et accompagnés de résumés trop courts et trop laconiques, au surplus souvent rédigés en un allemand peu limpide. Ce volume est donc très utile. Nous nous réjouissons qu'il soit annoncé comme le premier d'une série que doit publier l'Institut de Géographie de l'Académie des Sciences.

En plus d'un panorama général sur les recherches de nos collègues hongrois, les lecteurs y trouveront une excellente bibliographie et de très nombreuses illustrations, certaines fort intéressantes, comme celles qui portent sur les phénomènes périglaciaires, ou les séries de courbes granulométriques des divers types de loess (éoliens, colluviaux, soliflués, ruisselés, etc...). Il est seulement dommage qu'on ne nous ait pas présenté d'échantillon, en couleurs, de la carte géomorphologique en cours de levé.

Bref, un volume très utile, qui donne un aperçu du brillant développement récent de la géomorphologie hongroise. Comme en Pologne, un pays meurtri par la guerre et pauvre sait réserver à la recherche scientifique la place qui lui revient et faire appel à elle pour mieux aménager son territoire. Sous cette impulsion, tout un renouveau méthodologique se produit. Une fois de plus, l'application est un stimulant irremplaçable pour la recherche et seuls ceux qui sont incapables de se renouveler peuvent lui être hostiles...

J. Tricart